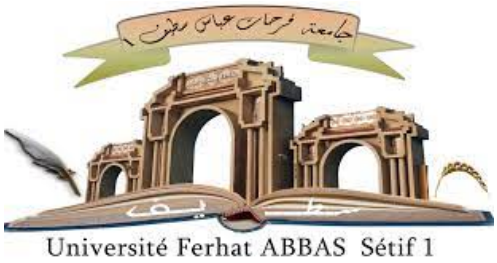
MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITÉ FERHAT ABBAS SÉTIF 1 (ALGÉRIE)



THÈSE

Présenté à la Faculté des Sciences
Département de Physique

Pour l'Obtention du Diplôme de

DOCTORAT ès SCIENCES

FILIÈRE : Physique
SPÉCIALITÉ : Sismologie

Identification, caractérisation et interaction des sources sismiques : Implication sur des séquences d'évènements sismiques de la période 2010-2021 dans le Nord-Est Algérien

OUALID BOULAHIA

Présentée et soutenue publiquement le : 12/04/2022
Devant la commission d'examen :

Layachi LOUAIL	Président	Professeur, Université Ferhat Abbas Sétif
AbdelKarim YELLES-CHAOUCHE	Directeur de thèse	Directeur de recherche, CRAAG Alger
Issam ABACHA	Co-directeur de thèse	Maître de recherche "A", CRAAG Sétif
Hamoud BELDJOUDI	Examinateur	Directeur de recherche, CRAAG Alger
Moulley Charaf CHABOU	Examinateur	Professeur, Université Ferhat Abbas Sétif
Nouredine BOURAHLA	Examinateur	Professeur, École Nationale Polytechnique
Fethi SEMMANE	Invité	Directeur de recherche, CRAAG Alger
Zohir RADI	Invité	Maître de recherche "A", CRAAG Sétif

Résumé

L'installation par le CRAAG d'un réseau sismologique numérique de haute performance à partir de 2007 couplé aux différents réseaux mobiles déployés suite aux séismes modérés et forts ont été un tournant majeur dans l'évolution des études sismologiques en Algérie par l'avènement de l'utilisation de plusieurs méthodologies d'études sismologiques. Les études antérieures enregistrent un déficit en précision de localisation et dans l'exploration de la source sismique. La caractérisation des détails des différentes séquences sismiques est une étape observationnelle importante pour caractériser l'évolution spatio-temporelle des séquences et des essaims, en étudiant la structure des failles et l'interaction des séismes. Nous avons développé une routine de relocalisation des séismes de haute précision basée sur l'identification des multiplets et leurs relocalisations relatives, nous avons utilisé également une variété de techniques de relocalisation basées sur l'intercorrélation des séismes employées pour la première fois en Algérie, exactement dans la région Nord-Est afin d'étudier la structure de faille définie par l'activité des séquences sismiques de la période 2010-2021 dans une zone de déformation diffuse. Les relocalisations révèlent que ces séquences sismiques se produisent principalement sur des failles non cartographiées, ainsi que sur des structures transversales aux failles majeures, particulièrement dans trois zones sismogènes ; en large, sur la faille majeur Mcid Aïcha Debbagh (MAD), et le front de l'Atlas Tellien. Une découverte importante dans la région Béjaia-Babors consiste en la révélation d'une zone de transfert BTF comprenant plusieurs segments en échelon, elle accommode la convergence entre Europe-Afrique en la transmettant du system de faille inverse en large à la faille décrochante MAD sur le continent. En parallèle les processus de diffusion de fluides avec les variations des contraintes de Coulomb ont co-modulé la rupture sur la faille BTF par la rupture ultérieure de plusieurs segments de faille. Les analyses statistiques de séries sismiques effectuées sur les différentes séquences ont pour but de contribuer à obtenir des informations sur leur nature, car le mécanisme de génération et les changements d'état du système sont souvent liés à des changements systématiques des paramètres et des distributions statistiques. Pour avoir les paramètres physiques des différentes séquences sismiques, nous avons développé une méthode pour estimer les paramètres de la source à partir de l'analyse spectrale basée sur le modèle circulaire de Brune. La procédure comprend : l'application des corrections pour supprimer l'effet de trajectoire (atténuation géométrique et atténuation anélastique) et l'effet de site. Les lois d'échelles construites pour la région de Beni-Ilmane et Béjaia-Babors ont permis l'estimation des paramètres de la source des séismes historiques de Melouza 1960 et Kherrata 1949, respectivement. La pertinence des paramètres de la source calculée a nécessité la mise en œuvre d'une nouvelle méthode la Fonction de Green Empirique *«EGF»* pour s'affranchir des contraintes de la méthode spectrale à savoir les valeurs *a-priori* de l'atténuation géométrique où anélastique et les effets de site, nous avons effectué une application préliminaire sur la séquence de Mila 2020. L'inversion des mécanismes aux foyers révèle une rotation de l'axe de compression soulignant le rôle de bloc de la petite Kabylie, l'étude des variations des contraintes de Coulomb attestent des interactions entre les séismes et les futures zones susceptible de rompre.

Mots clés : *relocalisation relative, multiplet, intercorrélation, paramètre de la source, lois d'échelle, Fonction de Green Empirique, analyse statistique, mécanisme au foyer, tenseur de contrainte,* ΔCFF.

Abstract

The installation by the CRAAG of a digital seismological network of high performance from 2007 coupled with the various mobile networks deployed following the moderate and strong earthquakes were a major turning point in the evolution of seismological studies in Algeria by the advent of the use of several methodologies of seismological studies. The previous studies record a deficit in localization accuracy and in the exploration of the seismic source. Characterizing the details of individual seismic sequences is an important observational step in characterizing the spatiotemporal evolution of sequences and swarms, studying fault structure and earthquake interaction. We developed a high precision earthquake relocation routine based on multiplet identification and their relative relocations, we also used a variety of relocation techniques based on earthquake intercorrelation employed for the first time in Algeria, exactly in the North-East region in order to study the fault structure defined by the activity of the seismic sequences of the period 2010-2021 in a diffuse deformation zone. The relocations reveal that these seismic sequences occur mainly on unmapped faults, as well as on structures transverse to major faults, particularly in three seismogenic zones ; offshore, on the Mcid Aïcha Debbagh (MAD) major fault, and the Tellian Atlas front. An important discovery in the Bejaia-Babors region consists in the revelation of a BTF transfer zone comprising several echeloned segments, it accommodates the Europe-Africa convergence by transmitting it from the reverse fault system offshore to the MAD fault on the continent. In parallel, fluid diffusion processes with Coulomb stress variations co-modulated the rupture on the BTF fault by the subsequent rupture of several fault segments. Statistical analyses of seismic series carried out on the different sequences are intended to contribute to obtain information on their nature, because the generation mechanism and the changes of state of the system are often related to systematic changes of parameters and statistical distributions. To obtain the physical parameters of the different seismic sequences, we have developed a method to estimate the source parameters from the spectral analysis based on the circular Brune model. The procedure includes : the application of corrections to remove the trajectory effect (geometric attenuation and anelastic attenuation) and the site effect. The scaling laws constructed for the Beni-Ilmane and Béjaia-Babors regions allowed the estimation of the source parameters of the historical earthquakes of Melouza 1960 and Kherrata 1949, respectively. The relevance of the calculated source parameters required the implementation of a new method the Empirical Green Function *"EGF"* to free itself from the constraints of the spectral method, namely the a-priori values of the geometric or anelastic attenuation and the site effects, we carried out a preliminary application on the Mila 2020 sequence. The inversion of the mechanisms at the foci reveals a rotation of the compression axis underlining the role of block of the small Kabylie, the study of the variations of the Coulomb stresses attest of the interactions between the earthquakes and the future zones likely to break.

Key words : *relative relocation, multiplet, inter-correlation, source parameters, scaling laws, Empirical Green Function, statistical analysis, focal mechanism, stress tensor,* ΔCFF.

نبذة مختصرة

إن تشغيل شبكة رقمية لرصد ومراقبة الزلازل ذات اداء عالي من طرف مركز البحث في علم الفلك و الفيزياء الفلكية و الجيوفيزياء CRAAG ابتداءا من 2007 بالإضافة إلى مختلف الشبكات المؤقتة التي تم نشرها بعد وقوع عدة زلازل من متوسطة إلى قوية عبر التراب الوطني، يعد منعرجا هاما في تطور الدراسات الزلزالية في الجزائر و هذا بالإعتماد على طرق جديدة و مبتكرة في ميدان الدراسات الزلزالية. *إن الدراسات السابقة تعاني من عجز في الدقة بالنسبة إلى تحديد و استكشاف المصدر الزلزالي. و تعد مرحلة تعيين مختلف الفترات الزلزالية، مرحلة ملاحظة هامة في إطار دراسة الحوادث و الأزمات الزلزالية من حيث الزمن و الانتشار الجغرافي و هذا من خلال دراسة و متابعة تكوين الصدوع و الفوالق و التأثير المتبادل بين الزلازل. لقد طورنا في عملنا هذا برنامجا لإعادة تحديد مركز الزلزال بدقة عالية مبنيا على تحديد المتشابهات و إعادة تموقعها النسبي. لقد استعملنا كذلك، عدة طرق متنوعة لإعادة تحديد الموقع بناءا على مفهوم الترابط المتبادل بين الزلازل لأول مرة في الجزائر و بالتحديد في منطقة الشمال الشرقي التي تعتبر منطقة تشوه متداخل و هذا بدراسة تركيب و تكوين الصدوع و الفوالق المعينين انطلاقا من النشاط الزلزالي في الفترة الممتدة من 2010 إلى 2021 . إن الجمع بين إعادة التدقيق في مواقع الزلازل و نظام النشاط البؤري يمكن من تعيين مجموعات غير متناسقة من حيث النشاط الزلزالي في الزمن و التوزيع الجغرافي مرفقة بنماذج تكوينية محددة. و قد بينت عملية إعادة التدقيق في الفترة ما بين 2010 و 2021 أن التسلسلات الزلزالية حدثت بصفة خاصة في صدوع غير محددة جغرافيا على الخرائط من قبل و كذا على مستوى تشكيلات عرضية لصدوع رئيسة، و بالضبط في 03 مناطق زلزالية: في البحر، صدع مسيد عائشة دباغ* (MAD) *و جبهة الأطلس الصحراوي. في منطقة بجاية –البابور، تم اكتشاف مهم و المتمثل في الكشف عن منطقة تحويل* BTF *مكونة من عدة مقاطع متدرجة، تقوم بتحويل الضغط من التقارب بين اروبا و افريقيا من نظام الصدوع المتعاكس في البحر إلى الصدع الانسحابي* MAD *في الداخل. لقد ارتبط تشكيل* BTF *بأزمات زلزالية تعتبر السوائل هي محركها و هذا ما يدعو إلى اعتبارها مسببا رئيسا للتسلسل الزلزالي بجاية-بابور.* لدراسة فيزياء مختلف الحلقات الزلزالية ، قمنا بتطوير طريقة لتحديد عوامل المصدر الزلزالي انطلاقا من التحليل الطيفي المبني على النموذج الدائري لبرون. تتضمن الطريقة : حذف تأثير الأجهزة، اعتماد نوافذ زمنية على اجزاء معينة كأمواج P&S لحساب طيف فورييه وكذا التصحيحات اللازمة لحذف تأثير المسار (تخامد هندسي و شبه مرن) و تأثير الموقع. إن القوانين السلمية التي بنيت من أجل منطقة بني يلمان و بجاية-بابور مكنت من تقييم عوامل المصدر بالنسبة للزلازل التاريخية لملوزة 1960 و خراطة 1949 على التوالي. التحليل الإحصائي للتسلسلات الزلزالية يمكن من الحصول على معلومات حول طبيعتهم لأن النظام المولد و تغيرات الحالة للتشكيل هي غالبا ما تكون مرتبطة بالتغيرات الضمنية لعوامل توزيعات إحصائية. العملية العكسية للنظام البؤري تكشف عن دوران لمحور الضغط مبرزة دور كتلة القبائل الصغرى و دراسة تغيرات ضغط كولومب تشهد على التأثير المتبادل بين الزلازل و المناطق المحتملة لوقوعها مستقبلا. إن أهمية عوامل المصدر الزلزالي استدعت استعمال طريقة جديدة وهي دالة قرين العشوائية «Empirical Green Function «EGF للتخلص من قيود الطريقة الطيفية المتعلقة بقيم التخامد الهندسي و غير المرن و كذا عوامل تأثير الموقع، حيث أجرينا تطبيقا أوليا على تسلسل ميلة 2020. يكشف انعكاس الآلية عند البؤرة عن دوران لمحور الانضغاط يؤكد دور كتلة منطقة القبائل الصغرى. ودراسة الاختلافات في قيم ضغط كولومب تدل على التأثيرات المتبادلة بين الزلازل ومناطق المستقبلية المعرضة للانكسار .

كلمات مفتاحية: إعادة تحديد نسبية، مشابه، تأثير متبادل، عوامل المصدر، قوانين السلم، تحليل إحصائي، نظام في البؤرة، مصفوفة الضغط، دالة قرين العشوائية *كولومب.*

Remerciements

Au terme de la réalisation de cette thèse de doctorat ès science, je remercie toutes celles et tous ceux qui m'ont aidé et soutenu tout au long de cette étape de ma vie et de ma carrière. Que Dieu les bénisse.

Cette thèse est l'aboutissement d'un long et laborieux travail de réflexion et de recherches, dont la fin heureuse, il y a peu de temps encore, était difficile à imaginer. Ces remerciements contiennent beaucoup d'éléments qui ne sont pas explicites dans ce manuscrit mais qui, croyez-moi, ont contribué énormément à cette réalisation tant attendue et qui je l'espère n'est que le début d'une autre série de réalisations d'intérêt pour le Pays, dans la prévention et la lutte contre les impacts des catastrophes naturelles.

Aussi, en m'excusant d'avance auprès de ceux qui n'ont pas été cités nommément mais qui j'en suis certain se reconnaitront dans ce travail, je souhaite tout d'abord remercier les membres du jury, Messieurs HAMOUD BELDJOUDI, MOULLEY CHARAF CHABOU, NOUREDINE BOURAHLA, FETHI SEMMANE et ZOHIR RADI pour avoir accepté d'évaluer ce travail, d'en être les rapporteurs et de m'avoir autorisé à le soutenir. Je remercie également le Doyen de la Faculté des Sciences de l'UFAS1, Monsieur LAYACHI LOUAIL pour m'avoir honoré en acceptant de présider le jury de la thèse.

Malgré les difficultés rencontrées, un long chemin a été parcouru et nous voilà réunis pour présenter et évaluer les premiers résultats de ce travail gigantesque que j'espère rendre utile pour la communauté. Je tiens à exprimer ma très haute reconnaissance au premier artisan de ce résultat, mon directeur de thèse, Monsieur ABDELKARIM YELLES-CHAOUCHE, pour avoir accepté de reprendre la direction de ce travail de recherche et ainsi relancer ma carrière par une nouvelle thèse. Pour avoir cru en moi, et surtout pour m'avoir toujours encouragé à persévérer et à poursuivre mes recherches, vous avez consacré un temps précieux pour suivre de près la progression de mon travail ce qui m'a permis de bénéficier de vos commentaires constructifs et des discussions toujours très riches. Les nombreuses séances Zoom et Skype ont été le cadre de discussions souvent très animées qui m'ont permis de développer un esprit critique envers mon approche et mes premières conclusions. Votre double casquette de Gestionnaire d'une grande institution comme le CRAAG et de Directeur d'un programme recherche scientifique montre que les leadeurs comme vous sont précieux pour le Recherche-Action et le Développement Durable et Résilient du Pays ... **Thank You!!!**

A mon ami, frère et bras droit, ISSAM ABACHA, ma haute reconnaissance pour ton engagement soutenu m'incitant à commencer une nouvelle aventure et m'inscrire pour une nouvelle thèse. Grand merci pour le soutien amical dans les moments d'échecs et de doutes, ton humanité, ta collaboration scientifique. Tues devenu pour moi un enseignant-chercheur modèle dont les objectifs sont tracés pour la vie, et avec qui je souhaite continuer à collaborer. **Choukran Djazilan ya Akhi!!!!!**

A mon frère de combat, HICHEM BENDJAMA, je te dois beaucoup pour le nombre de fois où j'ai fait appel à tes talents en rédaction pour concrétiser mes idées en un texte pédagogique, compréhensif et structuré pour expliquer, justifier et convaincre.

A tous mes collègues du CRAAG, chercheurs, soutiens à la recherche, administrateurs et tous les autres employés du CRAAG particulièrement le personnel de l'ADSN et la station régionale de Sétif à sa tête MOHAND MEZIANE je vous dis simplement merci. Votre patience, votre accueil chaleureux et le sourire pour répondre à mes nombreuses sollicitations des données sismologiques ont été salutaires. Ma reconnaissance ira aussi à SALIM GUETTOUCHE et KHALISSA LAYADI pour les révisions de quelques parties du manuscrit. Je remercie chaleureusement ABDELAZIZ KHERROUBI, YAHIA MOHAMMEDI, CHAFIK AIDI, HAMOUD BELDJOUDI, FETHI SEMMANE, GHANIA DABOUZ, BERTRAND DELOUIS et ADEL CHAMI pour leur collaboration scientifique stratégique.

Je tiens à saluer chaleureusement mes étudiants de l'UFAS1, ceux à qui j'ai enseigné le Matlab appliqué à la géophysique et les méthodes inverses, et ceux pour qui j'ai supervisé le mémoire de master. En particulier, bravo à KHALED ROUBECHE, SOFIANE TAKI-EDDINE RAHMANI, et EL-MAHDI TIKHAMARINE pour leurs aides, leurs encouragements et les bons moments qui nous avons passé ensemble, **Thank You So Much!!**. Je vous souhaite plein de courage et de la réussite pour vos carrières de recherche.

Maintenant, permettez-moi de passer de l'autre côté de la Mer Méditerranée, pour saluer fraternellement tous les chercheurs qui ont croisé mon chemin au sein de l'EOST, INERIS, et IPGS. Ces institutions ont forgé en moi, dans mon ancienne expérience de thèse, un scientifique rigoureux, très pointu, et bon modélisateur des phénomènes géophysiques. Ma reconnaissance ira à Monsieur ALAIN COCHARD, qui m'a parrainé tout au long de ces nombreuses années et auprès de qui j'ai énormément appris, j'adresse un **Grand Merci!!**, mais aussi à Monsieur Olivier Lengliné, avec qui j'ai eu le grand plaisir de partager le bureau 205b à l'EOST, pour sa bonne humeur, son calme à toute épreuve, l'aide Matlab et bien sûr pour la révision récente de mon article PAGEOPH.

Enfin, à mes parents, qui sont la graine de mon existence, sans vous et vos engagements à toutes épreuves, cette thèse n'aurait jamais été entreprise, alors elle vous est dédiée. J'exprime toute ma gratitude et ma reconnaissance pour vos encouragements soutenus et vos

sacrifices en silence. Je ressentais à tout instant que ma mère était avec moi par la pensée et par ses prières quotidiennes. Bien sûr un grand merci à toute ma famille, surtout mes sœurs et mes deux frères ISSAM, AMIN BENKARA!! et mon tonton (l'hydrométéorologue-Africa : Moha le Nomade).

Mes pensées vont également à toi, ma chère femme, car à cette thèse, tu as aussi beaucoup contribué. Je n'oublierais jamais que tu as passé des nuits blanches avec moi afin de me soutenir, tu es la compagne de tous les instants, tu m'as encouragé et poussé à aller au-delà de mes capacités puis tu m'as soutenu pendant ces longues années souvent chargées de doutes et de stress. Tu as été présente à chaque fois que j'ai eu besoin de toi. Alors ces mots ne suffiront pas à te remercier pour tout ce que tu as fait et tous les compromis que tu as fait pour que je puisse réaliser notre rêve et finir cette thèse dans de bonnes conditions ... toutes mes félicitations, une fois de plus et par ta persévérance, tu as gagné.

A mes enfants HAITHAM, AROUA et NIHEL, mon prince et mes deux princesses. A chaque fois que je prends vos petites mains rien ne peut me rendre plus heureux, et vous réchauffez mon cœur comme seul des petits anges savent le faire, mille mercis.

Enfin, toute ma reconnaissance et toutes mes excuses à celles et ceux que je n'ai pas cité et qui se reconnaitront surement à la lecture de ce document attendu de tous, je ne vous oublierais jamais.

OUALID BOULAHIA
Sétif, Janvier 2022

Table des matières

Résumé i
Abstract iii
Remerciements v
Listes des Figures xv
Listes des Tableaux xvi

Introduction générale **1**

1 Bases conceptuelles des sources sismiques **10**
1.1 Introduction 10
1.2 Sources sismiques (failles sismiques) 11
1.2.1 Termes et paramètres du plan de faille (La géométrie du plan de faille) 13
1.2.2 Mécanismes aux foyers 14
1.2.3 Fonction de glissement 16
1.2.4 Séismes complexes 17
1.2.5 Elasticité et ondes sismiques 18
1.3 Localisation des évènements sismiques : 21
1.4 Analyse statistique 24
1.5 Paramètres de la source 26
1.5.1 Méthode d'approche spectrale 28
1.5.2 Méthode de la fonction de Green empirique 30
1.6 Conclusion 33

2 Présentation des séquences sismiques récentes de la période 2010-2021 dans la région Nord-Est Algérienne **34**
2.1 Introduction 34
2.2 Sismotectonique des zones sismogènes du Nord-Est Algérien 35
2.3 Zone Bibans-Hodna 38
2.3.1 La séquence sismique de Béni-Ilmane (Mai 2010) 39
2.3.2 La séquence sismique d'Ain Azel (Mars 2015 et Mars 2020) 43
2.4 Zone de la Petite Kabylie-Babors 43
2.4.1 La limite Nord du bloc de la Petite Kabylie (la marge Est algérienne) . 44
2.4.2 La Limite Sud du bloc de la Petite Kabylie (le long de la faille MAD). . 44
2.4.3 La limite Ouest du bloc de la Petite Kabylie (zone des Babors) 46
2.5 Zone Tellienne Algéroise 47
2.6 Conclusion 50

3 Acquisition, préparation, et traitement des données sismologiques 51
3.1 Introduction . . . 51
3.2 Réseau Algérien de surveillance sismique ADSN . . . 52
3.2.1 Instruments large bande, et très large bande . . . 53
3.2.2 Instruments de courte période . . . 53
3.2.3 Le réseau portable . . . 54
3.3 Création d'une base de données continue . . . 56
3.4 Dépouillement des données . . . 58
3.5 Préparation d'une base de données évènements . . . 60
3.6 Seuil de détection du réseau ADSN . . . 63
3.6.1 Mise en œuvre de la méthode . . . 63
3.6.2 Densité Spectrale en Puissance . . . 64
3.7 La déconvolution de la réponse instrumentale . . . 69
3.8 Conclusion . . . 74

4 Détermination de la géométrie des plans de failles actifs : localisation, relocalisation, et mécanisme au foyer 75
4.1 Introduction . . . 75
4.2 La problématique de la localisation des séismes . . . 76
4.3 Méthodes de localisation absolue . . . 77
4.3.1 Inversion linéarisée itérative . . . 77
4.3.2 Modèle de vitesse . . . 78
4.3.3 Wadati ou rapport Vp/Vs . . . 79
4.4 Méthodes non linéaires . . . 82
4.5 Méthodes de localisation relative . . . 83
4.6 Relocalisation des séismes . . . 84
4.6.1 L'inter-corrélation temporelle . . . 85
4.6.2 L'inter-corrélation spectrale . . . 85
4.6.3 Méthodes d'Identification et d'extraction des multiplets . . . 86
4.6.4 HypoDD . . . 87
4.7 Mécanisme de foyer et Inversion du tenseur des moments . . . 89
4.8 Localisation, relocalisation et mécanismes aux foyers des séquences sismiques récentes entre 2010 et 2021 . . . 95
4.8.1 La séquence sismique de Béni-Ilmane de 2010 . . . 97
4.8.2 La séquence sismique de la région Bejaia-Babors 2012-2013 . . . 104
4.8.3 La séquence sismique de Hammam Melouane 2013-2014 . . . 109
4.8.4 La séquence sismique d'Ain Azel en 2015 . . . 112
4.8.5 La séquence sismique le long de la faille MAD (ou GNC) en 2017 . . . 113
4.8.6 Les séismes de Ziama en 2014 et de Jijel en 2019 . . . 115
4.8.7 La séquence sismique d'El Aouana en 2020 . . . 117
4.8.8 La séquence sismique de Mila en 2020 . . . 119
4.8.9 La séquence sismique d'El Kantour en 2020 . . . 121
4.9 Conclusion . . . 123

5 Analyse spatio-temporelle de la sismicité dans la partie Nord-Est Algérienne 124

5.1 Introduction . . . 124
5.2 Rappels sur les méthodes inverses . . . 126
5.2.1 Exploration de l'espace des paramètres du modèle . . . 127
5.3 Fenêtrage spatiale et temporelle de la zone d'étude . . . 127
5.4 La loi d'Omori . . . 128
5.4.1 Description des paramètres . . . 128
5.4.2 Occurrence de séquences de répliques secondaires et d'autres activités anormales . . . 129
5.4.3 Estimation des paramètres . . . 129
5.5 La loi de Gutenberg-Richter . . . 131
5.5.1 Détermination des paramètres a et b . . . 132
5.6 Concentration ("clustering") en temps : Loi Gamma . . . 134
5.6.1 Validation synthétique de la loi de Gamma . . . 136
5.7 ETAS (*Epidemic Type Aftershock Sequences*) . . . 137
5.7.1 Validation synthétique du modèle ETAS . . . 139
5.8 Applications des lois statistiques sur la sismicité récente (2000-2021) . . . 140
5.8.1 La crise sismique de Mila en 2007 . . . 140
5.8.2 L'essaim sismique autour du barrage Grouz . . . 143
5.8.3 La séquence sismique de Béni-Ilmane 2010 . . . 144
5.8.4 La séquence sismique de Béjaia-Babors 2012-2013 . . . 146
5.8.5 La séquence sismique d'El Aouana 2020 . . . 148
5.9 La distribution du temps inter-événement . . . 151
5.10 Conclusion . . . 155

6 Étude des paramètres de la source sismique en exploitant des séquences sismiques de la période 2010-2021 156
6.1 Résumé . . . 156
6.2 Introduction . . . 157
6.3 Méthodologie utilisée pour le calcul des paramètres de la source sismique . . . 159
6.3.1 Influence mutuelle des paramètres spectraux f_c, Ω_0, et Q . . . 163
6.3.2 Dépendance du facteur de qualité Q en fréquence . . . 164
6.4 Calcul du spectre observé . . . 166
6.4.1 Comparaison avec le spectre du bruit ambiant . . . 166
6.4.2 Détermination de la fenêtre temporelle des ondes P et S . . . 169
6.4.3 Calcul de la transformée de Fourier . . . 170
6.5 Paramètres spectrales : fréquence coin et le plat de l'amplitude spectrale . . . 172
6.6 Paramètre de la source sismique . . . 178
6.7 Estimation des erreurs . . . 178
6.8 Paramètres de la Source et Relations d'échelle de la Séquence Sismique de Beni-Ilmane en 2010 . . . 179
6.8.1 Les relations d'échelle . . . 184
6.9 Paramètres de source et les lois l'échelle de la séquence sismique de Béjaia-Babors 2012-2013 . . . 187
6.10 Les paramètres de source des séismes modérés récents . . . 194
6.11 Conclusion . . . 196

7 Des petits séismes pour comprendre les gros **198**
7.1 Introduction . . . 198
7.2 La méthode de fonctions de Green empirique . . . 199
7.3 Paramètres de la source du séisme de Mila de 2020 estimés par la méthode EGF 205
7.4 Inversion de la rupture du séisme de Mila de 2020 estimés par la méthode EGF 211
7.5 Conclusion . . . 214

8 Interaction du chargement tectonique et du fluide dans la rupture sismique **216**
8.1 Analyse des contraintes des séquences sismiques récentes . . . 216
8.2 Inversion des contraintes à partir des mécanismes focaux . . . 217
8.2.1 Tenseur des contraintes obtenues des différentes séquences sismiques 220
8.2.2 Discussion des résultats obtenus . . . 223
8.3 Interactions entre les tremblements de terre . . . 226
8.3.1 Déclenchement statique : Charge de contrainte de Coulomb . . . 226
8.3.2 Calculs des variations de contraintes de Coulomb . . . 229
8.4 Séismes induit par les fluides . . . 236
8.4.1 Contexte de base . . . 236
8.4.2 Implication des fluides dans les séquences de Béjaia-Bobors 2012-2013 237
8.5 Conclusion . . . 239

Conclusion générale et perspectives **241**

Bibliographie **252**

A Problème non linéarisé : aspect probabiliste **277**

B Principe de la cross-corrélation des sismogrammes **282**

C Les résultats de l'inversion des formes d'ondes et solution du tenseur de moment pour des séismes récentes entre 2010 et 2021 **285**

D Les Publications Scientifiques Dans Des Journaux Spécialisés **294**

Liste des figures

1.1 A gauche, une photo-aérienne de la faille de San Andreas, située en Californie 12
1.2 Echelles spatio-temporelle de la déformation 13
1.3 Le type de faille selon l'angle de glissement (λ). (-180° ≤ λ ≤ 180°) 14
1.4 (a) Rebond élastique d'une faille de décrochement dextre. 16
1.5 Un schéma de rupture sur une faille s'étendant de l'hypocentre 17
1.6 Deux modèles standards de rupture : barrières et aspérités 19
1.7 Déplacement des particules d'un milieu à travers lequel se propagent les ondes 21
1.8 Schéma qui illustre la trajectoire d'un rai sismique de la source 22
1.9 Une faille de longueur (L), de largeur (W), de profondeur (P), d'azimut (ϕ) . . 23
1.10 Présentation du principe fondamental de la relocalisation 24
1.11 Schématisation du modèle circulaire type Brune et des deux modèles rectangulaires type Haskell. 26
1.12 Double couple de forces appliqué sur un plan de faille 27
1.13 Une caractérisation de l'énergie sismique à partir de la géométrie de la faille. 28
1.14 (a) Approximation en champ lointain du champ de déplacement 29
1.15 (a) Une illustration de la méthode la fonction de Green empirique (EGF). . . . 31

2.1 (a) Carte sismotectonique du nord de l'Algérie, montrant les principales failles 36
2.2 Les différents évènements sismiques enregistrés dans la zone Bibans-Hodna, 39
2.3 (a) La séquence sismique de Beni-Ilmane de mai 2010. 41
2.4 Anomalies des ondes P, S et rapport Vp/Vs dans les sections horizontales . . . 42
2.5 (a) Chaîne alpine autour du bassin ouest-méditerranéen - zones internes, . . . 45
2.6 (a) Les vitesses de convergence prévues de la plaque Eurasie-Afrique 49

3.1 Carte Nord du réseau sismologique permanent Algérien (ADSN) 52
3.2 L'emplacement des réseaux temporaires : 54
3.3 Composantes et installation d'une station sismologique portable. 55
3.4 Étapes et procédure de traitement de la base de données 57
3.5 Exemple d'un sismogramme à trois composante et la lecture des temps d'arrivées 59
3.6 Exemple de ce que contient un script *shell* sous linux. 61
3.7 Principe et étapes de création d'une base de données événementielle. 62
3.8 Aperçu de la méthode de grille pour calculer la capacité du réseau. 64
3.9 Deux spectres fréquentiels provenant d'enregistrements de tests de bruits . . 66
3.10 Exemples des spectres des données de vitesse sismique en composante verticale 67
3.11 Distribution géographique du M_L minimal détectable dans le Nord Algerienne 68

3.12 Les différentes blocs du système d'acquisitions : 69
3.13 Exemples de fichiers pole-zéros. 70
3.14 Pprogramme Matlab et des «*shell scripts*» pour automatisé la déconvolution . 72
3.15 Un exemple d'un signal du choc principal de 14-05-2010 de Bni-Ilman (Mw=5.4) 73

4.1 Modèle de vitesse calculé par VELEST 80
4.2 Le rapport V_p/V_s dans trois zones d'études différentes. 81
4.3 Exemple de l'inter-corrélation temporelle. 85
4.4 Exemple de l'inter-corrélation spectrale. 86
4.5 Organigramme explicatif de principe de la relocalisation relative 87
4.6 Solution du tenseur de moment et les formes d'onde les mieux ajustées 91
4.7 Degré de confiance (RMS) en fonction de la profondeur. 92
4.8 Résultats d'extraction de multiplets représentés 98
4.9 Exemple des évènements dans le multiplet (01) 99
4.10 Répartition horizontale des évènements relocalisés avec les données 100
4.11 Relocalisation des multiplets par la méthode double différence 101
4.12 Carte des 22 groupes de multiplet superposés sur un modèle 103
4.13 Période d'activité pour chaque multiplet analysé. 104
4.14 (a) Distribution horizontale des 328 événements les mieux localisés. 105
4.15 a) Distributions spatiale des 252 événements relocalisés 107
4.16 Carte montrant les différents systèmes de failles situés dans la zone d'étude. 108
4.17 (a) Distribution horizontale des évènements de la séquence de 2013 110
4.18 (a) La distribution spatiale (horizontale et verticale) des évènements relocalisés 111
4.19 Distribution horizontale des évènements avec deux coupes verticales 112
4.20 (à gauche) Mécanisme au foyer des répliques principales 113
4.21 (a) Distributions spatiales de 143 évènements de la séquence sismique de 2017 114
4.22 Vue en plan (en haut) et en coupe (en bas) de la distribution des 14 événements 116
4.23 Distribution horizontale des 304 événements localisés pour la séquence sismique d'El Aouana en 2020. 117
4.24 Distributions horizontales et verticales des 290 événements relocalisés, ... 118
4.25 Distributions horizontales et verticales des 981 événements relocalisés 120
4.26 Distributions horizontales préliminaires des événements localisés 122

5.1 Exemple des séquences sismiques avec la variation temporelle 125
5.2 (a) Test synthétique sur la loi d'Omori-Utsu 131
5.3 Test synthétique pour la détermination de la magnitude de complétude 133
5.4 Test synthétique sur la loi de Gutenberg-Richter 134
5.5 Transitoires sismiques en fonction de Gamma. 135
5.6 Test synthétique sur la loi de Gamma 136
5.7 Test synthétique sur le modèle ETAS. 139
5.8 (a) Nombre quotidien d'événements enregistrés en fonction du taux de remplage de BH 141
5.9 (a) La courbe de décroissance de la loi Omori-Utsu pour la crise sismique de Mila 2007 143
5.10 L'essaim sismique autour du barrage Grouz. 144

5.11 (a- panneau gauche) La loi Gutenberg-Richterdu cluster 1 (bleu), ... 145
5.12 (panneau du haut) Nombre d'événements par jour et nombre des événements cumulés en fonction de temps, les trois lignes représentent les chocs principaux.147
5.13 Les courbes de décroissance de la loi Omori-Utsu pour la séquence sismique de Béni-Ilmane 148
5.14 La courbe de décroissance de la loi Omori-Utsu pour les quatre séquences sismiques 149
5.15 (a) Nombre et nombre cumulé d'événements détectés et localisés par jour de la séquence sismique d'El Aouana de 2020. 150
5.16 Exemples des lois de distribution statistique pour les séquences sismiques de : 153

6.1 Schéma illustrant des spectres en déplacement, vitesse et accélération théorique.159
6.2 Des exemples de spectres : 160
6.3 Décomposition du spectre d'amplitude en déplacement 162
6.4 Influence du paramètre de la source Ω_0 sur la forme du spectre de déplacement 164
6.5 Influence des paramètres f_c et T^* sur la forme du spectre de déplacement . . 165
6.6 Influence des paramètres κ (kappa) et de q_α sur la forme du spectre 165
6.7 Organigramme du programme informatique MATLAB 167
6.8 Présentation du séisme du 14 mai 2010 à12h29m UTC de magnitude $M_w = 5.4$ 168
6.9 Comparaison des séries temporelles normalisées du séisme 170
6.10 Deux exemples montrent l'influence de l'opération d'apodisation 171
6.11 L'influence du lissage spectral de type Konno-Ohmachi 172
6.12 Tracé log-linéaire du spectre de vitesse pour l'estimation de f_c 174
6.13 Tracé log-log du spectre de l'accélération $A(f)$ 175
6.14 f_{max} et f_c en fonction de RMS. 176
6.15 Exemples des Spectres de déplacements pour les ondes P et S. 176
6.16 Ajustement de la variabilité de la variance normalisée avec f_c fixe 177
6.17 Exemple de spectres de déplacement d'un événement 180
6.18 Comparaisons entre (a) f_c, (b) M_0, (c) r et (d) $\Delta\sigma$ 181
6.19 Relation entre le moment sismique (M_0) et la magnitude de la durée (M_d) (a). 185
6.20 Relation entre le moment sismique (M_0) et le rayon de la source r. 186
6.21 Exemple de spectres de déplacement à la station CBBR. 188
6.22 Relation entre le moment sismique (M_0) et la magnitude de durée (M_d). . . . 191
6.23 Relation entre le moment sismique (M_0) et le rayon de la source r. 192
6.24 Paramètres de la source des différentes séquences sismiques 197

7.1 Spectres en déplacement du petit séisme (EGF) (en bleu) et du gros séisme . . 200
7.2 (a) (gauche) Sismogrammes en vitesses normalisées du choc principal (MS) et 202
7.3 Spectres de déplacement calculés des sismogrammes en vitesse 202
7.4 Analyse d'ajustement (fit) du rapport spectral EGF. 204
7.5 Analyse d'ajustement du rapport spectral EGF. 206
7.6 Idem pour l'onde S. 207
7.7 Analyse d'ajustement du rapport spectral EGF. 209
7.8 Idem pour la station COAT, composante vertical (Z). 210

7.9 (a) Distribution spatiale des amplitudes maximales (barre de couleur) et largeurs des RSTF 213
7.10 Carte montrant les différents systèmes de failles situés dans la zone d'étude. 215

8.1 Trois régimes de contraintes in-situ 218
8.2 Deux Représentation du tenseur de contraintes pour différents régimes 219
8.3 Résultats de l'inversion des contraintes et de la sélection du plan focal : 222
8.4 (a) Champ de vitesse GPS (flèches rouges ; de 224
8.5 Changements de contrainte dus au séisme de Ziama 2014 de M_w 4.1, ... 229
8.6 Changement de contrainte de Coulomb causé par (a) le séisme de Bejaia de 2012 231
8.7 (a) Changements de contrainte de Coulomb calculés dus aux séismes de Ziama 233
8.8 Changement de contrainte de Coulomb dû au segment de faille source 234
8.9 Variation de la contrainte de Coulomb (ΔCFF) due à la faille source 1 235
8.10 En haut ΔCFF dû aux failles sources 1 et 2 236
8.11 (a) La carte montre un schéma de migration, vers la partie SE 238
9.1 (a) Projections horizontales des vecteurs de glissement des principaux événements récents. (b) Carte sismotectonique de notre zone d'étude, ... 246
9.2 (a) contexte sismo-tectonique régionale. (b) modèle sismo-tectonique Nord-Ouest, Nord-Central 248
9.3 Plage de mesure des différents réseaux ADSN, REGAT et fond du puits !!! . . 251

A.1 Représentation en 2D des pas de l'algorithme *Oct-Tree* : 281

C.1 Solution du tenseur de moment et les formes d'onde les mieux ajustées, ... 286

Liste des tableaux

1.1 Les principaux paramètres pour définition du plan de faille 15

3.1 Les caractéristiques techniques des réseaux temporaires 56

4.1 Paramètres de la source de quelque séismes modérés 93
4.2 Paramètres de la source de quelque séismes modérés 94
4.3 Les différentes méthodes utilisées pour la localisation et la relocalisation . . . 96

5.1 Application des différentes lois de distribution probabilistes sur les séquences sismiques de la partie Nord-Est Algerienne avec les paramètres trouvés pour chaque loi ainsi que la qualité du fit corréspendante 154

6.1 Valeurs moyennes de f_c, M_0 et r, avec facteur d'erreur multiplicatif 183
6.2 Valeurs moyennes de f_c, M_0, r, M_w et U. 190
6.3 Les paramètres de la source de quelque séisme récent et historique 193
6.4 Paramètres de la source de quelque séismes modérés 195

7.1 Paramètres de source des séismes de Grarem-Gouga (Mila) de 2020, obtenus avec la méthode spectrale de la fonction de Green empirique (EGF). 210

Introduction générale

La partie Nord Algérienne est connue pour avoir manifesté durant son histoire de nombreux séismes parfois majeurs. C'est le cas des séismes d'Alger en 1365 et 1716, d'Oran en 1790, de Djidjelli en 1856, de Gouraya en 1891, de Aumale 1910, d'Orléans ville en 1954 (M6.7), d'El-Asnam (Chlef à présent) en 1980 (M7.1), de Constantine en 1985 (M6.0), de Tipasa en 1989 (M6.0), Mascara-Beni Choughrane en 1994 (M5.7), Aïn Témouchent en 1999 (M5.9) et Boumerdès-Zemmouri en 2003 (M6.8).

Cette sismicité qui s'explique par la convergence des deux grandes plaques majeures Africaine et Eurasiatique a été étudiée de par le passé essentiellement par l'étude des événements historiques. Ce n'est qu'après l'occurrence du séisme d'El Asnam du 10 Octobre 1980 que les prémices d'une sismologie moderne sont apparues par l'utilisation de l'instrumentation sismologique.

En raison de la crise majeure qu'a connue notre pays dans les années 1990, la recherche en sismologie a pris un retard important se contentant souvent de descriptifs des événements se produisant.

Le redéploiement du réseau national de surveillance à partir de 1998, l'effort de formation de jeunes chercheurs, la crise lié au séisme de Boumerdès et la mise en place d'un réseau sismologique numérique de haute performance ont été un tournant majeur dans l'évolution des études sismologiques dans notre pays par l'avènement dans notre centre de l'utilisation des différentes méthodologies d'études sismologiques (étude de la source sismique, sismotectonique, déformation, microzonage, aléa sismique, risque sismique, etc.).

Parmi donc toutes ses méthodologies, l'étude de la source sismique qui permet de comprendre le fonctionnement des failles au moment où elles génèrent des tremblements de terre, constitue un des domaines de la sismologie où des efforts importants ont été déployés au Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG) pour s'approprier cette méthode et la mettre à profit pour l'étude des nombreuses secousses qui ont touché ces dernières décennies le pays.

En effet, utilisée soit pour étudier les différents paramètres des événements et en comprendre les mécanismes de leur rupture, soit pour aider à la connaissance structurale de la Terre, l'étude de la source sismique présente donc des facettes très diverses ayant des implications sociétales importantes puisque essentielles pour la quantification de l'aléa sismique d'une région donnée. Ce dernier qui est peut être défini comme étant une probabilité de dépassement d'un certain seuil du mouvement du sol sur une période de temps donnée, est un facteur important pour l'évaluation du risque sismique et de son atténuation. L'évaluation de l'aléa sismique régional passe par une cartographie sismotectonique détaillée reflétant les caractéristiques des sources sismiques identifiées comme étant actives ou probablement actives, et ayant un certain niveau de capacité à déclencher des séismes catastrophiques menaçant les centres urbains (la probabilité de récurrence des séismes).

L'Algérie, a enregistré comme déjà dit un retard notable par rapport aux pays développés dans l'intégration des études de sources sismiques dans l'évaluation de l'aléa sismique, qui reste l'une des missions majeures et permanentes du CRAAG.

En effet, l'utilisation seul du catalogue des évènements sismiques du CRAAG dans l'évaluation de l'aléa sismique, en dépit de sa richesse particulièrement, après l'intégration du réseau séismologique numérique (*Algerian Digital Seismic Network* , ADSN), [Yelles-Chaouche *et al.* 2013], reste insuffisante et non concluante pour avoir des informations sur la géométrie des failles, leurs connectivités et les paramètres de la source, étant donné qu'il est entaché d'erreurs de localisation. En effet plusieurs éléments conduisent à ces erreurs telles que la précision, l'insuffisance des données à cause de la couverture du réseau sismologique national, les modèles de vitesse utilisés et les processus appliqués dans le traitement et l'analyse de la sismicité. Quant à la possibilité de remonter aux structures actives de petite taille et d'étudier d'une manière très fine les variations spatio-temporelles, si elles existent, elles dépendent de données en qualité et quantité suffisantes, ainsi que d'un bond qualitatif dans les méthodes d'analyses utilisées par rapport aux méthodes classiques.

Donc l'initiative prise ces dernières années pour intégrer la méthodologie d'étude de la source sismique et développé dans cette thèse doit être considérée un gain majeur pour la communauté scientifique concernée par l'étude du risque sismique. Cette approche permettra *à priori* la réévaluation de l'aléa sismique dans une région ou zone donnée et d'entreprendre des études plus variées comme la prédiction de la taille du séisme et des mouvements forts, la simulation numérique des ruptures ou la connaissance du temps de retour moyen des séismes.

Les études sismologiques dans la région Nord-Est Algérienne située dans un contexte tectonique particulier, puisque, statistiquement, la plus active sur le plan sismique (2/3

de l'activité du nord de l'Algérie qui s'y est produit ; [Abacha 2015]), sont donc restées pour longtemps très modestes bien que des séismes importants s'y sont produits comme le séisme historique de Djidjelli de 1856, [Benhallou 1985] et, plus récemment, les séismes de Constantine de 1985 [Bounif *et al.* 1987, Deschamps *et al.* 1991], Beni-Ouartilane en 2000 [Bouhadad *et al.* 2003], Laalam en 2006 [Beldjoudi *et al.* 2009] et de Beni-Ilmane en 2010 [Yelles-Chaouche *et al.* 2014].

La première contribution à la connaissance de l'aléa sismique dans toute la partie Nord-Est a été effectuée par la thèse de Abacha [2015] combinant des données géologiques, tectoniques, et sismologiques pour mettre en évidence neuf zones sismogènes en étudiant profondément deux séquences sismiques : la première de nature induite de Mila en 2007, la deuxième de nature tectonique de Beni-Ilmane en 2010. Cependant, Abacha [2015] recommande d'être prudent dans l'interprétation du comportement sismique dans chaque zone, car plusieurs failles restent inconnues. En effet, les motifs spatiaux de la sismicité sont complexes et diffus, et se produisent souvent à l'écart dans les zones de transition des principales failles actives.

Plus récemment, des avancées dans la compréhension de la déformation active dans la région Est Algérienne ont été réalisées par la thèse de Bougrine [2019]. En effet l'auteur montre la partition de la déformation par la faille de décrochement dextre le « Gharimadou Nord Constantinois (GNC) » s'étend de la Tunisie en coupant tout le Nord-Est de l'Algérie et est également appelé « la faille du Nord Constantinois (NC) et de Mcid Aïsha-Debbagh (MAD) » qui a pour rôle à hauteur de 44% dans l'accommodation de la composante oblique de la convergence Afrique-Eurasie dans l'Est Algérien. Alors que la faille GNC prend en charge le cisaillement dextre entre les deux plaques, la composante de convergence est distribuée entre les failles offshores au nord (~1.5 mm/an), et le système de failles de Gafsa au sud (~1.5 mm/an).

La présente étude concerne la partie Nord-Est et vise à combler les lacunes de nos connaissances en sémiologie comme : le processus de déformation active le long de la marge Nord-Est Algérienne, en complétant les résultats antérieurs obtenus dans le cadre des projets MARADJA et SPIRAL, où des systèmes de failles ont été identifiées. Des données manquantes sur la connaissance des failles actives, en particulier leurs localisations précises et leurs dimensions, sont indispensables pour une évaluation de la magnitude maximale nécessaire pour l'analyse d'aléa sismique régional. Également, Il est à noter que des secteurs qui connurent de violents séismes datés depuis plus d'un siècle (comme celui de Djidjelli, 1856), n'ont pas connu de séisme majeur depuis, d'où le besoin urgent de réévaluer l'aléa sismique.

Nous soulignons aussi que les études, menées au cours de cette thèse associant de nombreuses techniques de traitement et d'analyse de la sismicité, sont pour la première fois menées de manière aussi intégrées et précises, et pourraient s'appliquer à des contextes variés de sismicité, naturelle ou induite. Bien plus, la célérité et l'efficacité du déploiement assurées par les équipes du CRAAG dans l'installation des stations mobiles après chaque séisme fort à modéré, nous ont permis de mettre à profit plusieurs séquences sismiques importantes qui ont eu lieu peu avant et pendant la période de réalisation de cette thèse : Beni-Ilmane en 2010 (trois séisme de $M_d > 5$), Bejaia-Babors entre 2012-2013 (trois chocs de M_d >5), Ain Azel en 2015 (M_d 5.0), El Kantour en 2017 (M_d 4.7) et en 2020 (M_d 5.2), Jijel en 2019 (M_d 5.0), Mila en 2020 (M_d 4.9), El-Aouana en 2020 (M_d 5.0), Bejaia en 2021 (M_d 6.0) et Guelma en 2021 (M_d 4.8).

Il est à noter que l'activité sismique enregistrée par l'ADSN ou/et les stations mobiles, est dominée par des essaims (sans choc principal) ou séquences classiques (choc principal et répliques), avec de fortes concentrations en temps et en espace, de quelques jours à plusieurs mois, s'étendant de quelques kilomètres à des dizaines de kilomètres. Ce type d'activité sismique qui montre parfois une migration de plusieurs kilomètres en plusieurs semaines, nous procure un cadre idéal pour mener des études pluridisciplinaires, en plus de pouvoir apporter des données supplémentaires aux calculs d'aléa sismique pour l'évaluation réaliste du risque sismique spécifique aux grandes villes du Nord-Est de l'Algérie.

L'augmentation exponentielle du nombre de données acquises (une dizaine de Téra Octet) par les nombreuses campagnes sismologiques déployées dans la zone d'étude, nous a imposé de développer des routines pour la gestion et le traitement automatique des bases de données continues et gigantesques. En effet, l'extraction des signaux transitoire et/ou séismes, et la fusion automatique des évènements sismiques, nous a permis d'étudier de façon rapide, efficace et homogène les différentes séquences sismiques. Ceci nous a conduits à dégager plusieurs problématiques dans la région du Nord-Est Algérien, telles que :

La connaissance des paramètres de la source sismique : les tremblements de terre peuvent être caractérisés par leur magnitude et leur contenu fréquentiel. La magnitude telle que fournie le catalogue standard du CRAAG est la magnitude de durée. Cette situation s'avère être une problématique lorsqu'il s'agit d'évaluer l'aléa sismique à partir de ces catalogues, car la magnitude qui est exigée sur le plan international est la magnitude du moment M_w. Contrairement à la magnitude de durée qui a une base empirique, M_w est basée sur une théorie de la source sismique, et est directement liée au moment sismique M_0 définissant les paramètres physiques de la rupture sismique.

Les sismologues considèrent M_0 et M_w comme étant une mesure plus fiable de la taille du

tremblement de terre qui représente la déformation totale de la source, et est corrélée avec la libération d'énergie sismique. Les spectres de sources sismiques contiennent des informations fondamentales sur la dynamique de la rupture des failles. Ces paramètres dynamiques de la source sismique sont largement utilisés pour calculer les lois d'échelle applicables aux évaluations d'aléa. Nous avons mis en œuvre une routine pour étudier les paramètres de la source sismique (fréquence coin, moment sismique, taille de la source sismique, chute de contrainte, etc.) et les lois d'échelles en utilisant les spectres d'ondes P et S considérant des tremblements de terre régionaux et locaux, produits entre 2010 et 2021, pour la première fois comme application sur l'activité sismique produite sur un terrain algérien.

Confrontés au problème des modèles standards de spectres individuels qui sous-estiment souvent l'atténuation, et par conséquent sous-estiment le calcul de la fréquence coin, nous avons appliqué la méthode *Empirical Green Functions* (EGF) dans le domaine fréquentiel. La méthode EGF est efficace pour retrouver les propriétés robustes des sources sismiques parce qu'elle corrige empiriquement les effets du chemin de propagation (atténuation) et du site. Le perfectionnement des méthodes d'inversion et de modélisation des formes d'ondes à distance locale à régionale est également un outil performant qui a été utilisé dans la présente étude pour remonter à une information liée à la source sismique (moment sismique, magnitude de moment, paramètres des plans de failles, etc.) la plus proche possible de la réalité.

Nous avons exploité également les nouveaux mécanismes au foyer calculés à l'occasion de cette thèse pour déterminer l'orientation et l'amplitude du tenseur de contraintes au niveau de plusieurs secteurs dans le Nord-Est Algérien. Une méthode d'inversion formelle des plans de faille a été appliquée afin d'obtenir des enseignements sur l'état de contrainte dans certaines zones et d'étudier les différentes orientations en relation aux modèles cinématiques.

Une analyse détaillée de la géométrie des failles : Aujourd'hui, on sait que les séismes se produisent par fracturations dans les roches froides et fragiles de la croûte terrestre pour accommoder le jeu relatif et continu des plaques ; ces fracturations s'organisent à différentes échelles en réseaux, allant de l'échelle du mètre à des milliers de kilomètres de long.

Si l'on analyse de plus près, un séisme sur une faille, celui-ci correspond à une rupture brutale des aspérités qui la bloquent, suivie d'un glissement rapide des deux blocs de part et d'autre. Ces régions de fort glissement, appelées aspérités, sont très importantes pour les analyses du risque sismique car leur rupture irradie la majorité de l'énergie sismique à haute fréquence. Donc, il est nécessaire d'étudier le nombre d'aspérités, leur taille, leur disposition dans l'espace et leur recouvrement éventuel. Dès lors, une relocalisation précise de cette sismicité est nécessaire. Pour ce faire, il nous est apparu indispensable de travailler

avec l'analyse en mutiplets qui est l'une des approches principales utilisée dans cette thèse.

À travers la présente étude, c'est la première fois, quoique que Bourouis [2004], collègue du CRAAG, a utilisé cette approche pour une sismicité induite au site géothermique de Soultz-sous-Forêt (France), que nous procédons à une relocalisation relative par cross-corrélation de séismes algériens avec l'identification et la classification des évènements en multiplets, ce qui permet d'obtenir une image de haute-résolution des structures actives (aspérités), contrairement à la relocalisation par catalogue utilisée dans d'autres travaux, donnant une résolution moins précise.

Rappelons, qu'un multiplet est un ensemble de séismes dont les mécanismes au foyer sont très proches. Les sources se chevauchent fortement et sont associées au plan de rupture avec des formes d'ondes quasiment identiques. Une fois tous les multiplets sélectionnés automatiquement, sont passés par un pointé précis de phases des ondes sismiques, une comparaison de deux signaux représentés dans le domaine fréquentiel est effectuée. Nous passons ensuite à la relocalisation des événements par cross-corrélation spectrale dont le but est d'améliorer sensiblement la précision des hypocentres et obtenir une image de haute-résolution. Le gain en précision n'est pas seulement utile pour l'analyse de la géométrie, mais également pour des études fines, plus pointues, comme l'identification des zones de déformations et les mécanismes de forçage.

Les mécanismes de forçages : Le mouvement brutal, en sens opposé, des deux blocs de part et d'autre d'une faille est la source des ondes sismiques. Ces dernières se propagent loin de la faille dans toutes les directions, grâce à l'élasticité des roches. Le glissement sur la faille provoque, outre les ondes sismiques, une déformation et un champ de déplacement permanent des roches autour de la faille rompue. Mais alors que l'amplitude des ondes sismiques diminue lentement avec la distance, le déplacement statique final décroît bien plus vite.

Les déformations statiques associées sont donc très concentrées près de la faille. Ces perturbations de contrainte statique provoquent toujours, au voisinage de la faille rompue, de nombreuses autres ruptures tardives : ce sont les répliques. Ces dernières peuvent aussi être prédites en temps par une formule empirique, c'est la loi d'Omori. Plusieurs modèles physiques, encore débattus, expliquent cette loi, faisant intervenir des rhéologies non-élastiques de roches, des lois de frottement spécifiques sur les failles, ou des circulations de fluides.

Pour contribuer à ces efforts scientifiques dans les modèles du risque, sur les données sismologiques des différentes séquences sismiques, de nombreuses études ont été menées sous différents aspects pour arriver à une meilleure compréhension de la mécanique sous-jacente,

en termes de : mécanismes au foyer, magnitudes de moment, fréquence coin, dimension de source, statistiques de Gutenberg-Richter, statistiques d'Omori, clustering temporel (loi gammas), caractérisation statistiques des forçages, des lois d'interaction/corrélation spatio-temporelles entre séismes (loi d'Omori généralisée), des modèles de diffusivité hydraulique et le modèle des séquences de répliques de type épidémique (*Epidemic Type Aftershock-Sequences*, ETAS).

La dépendance spatio-temporelle des paramètres de ces diverses lois, ainsi quantifiées par leur covariance, permet de mieux comprendre la mécanique du forçage. Outre les lois statistiques, nous utilisons une autre méthode d'analyse pour étudier l'interaction entre structures actives, l'approche transfert de contrainte, en appliquant certaines charges sur les failles voisines qui cassent. Le mécanisme de déclenchement des répliques a été modélisé en utilisant le calcul des variations de contrainte statique de Coulomb, dans lequel les répliques se produisent dans la zone des chargements positifs de la contrainte co-sismique. Ces changements de contraintes peuvent jouer un rôle très important dans la propagation de la rupture ou dans l'occurrence de séismes secondaires.

Notre travail de recherche s'articule donc autour de 8 chapitres, dont l'enchainement reflète les aléas de certaines observations, pour le moins surprenantes quelque fois. Dans ce manuscrit, nous traitons les points fondamentaux soulevés dans cette introduction :

Chapitre 1 : Nous décrivons dans un premier temps, certaines bases théoriques et les différentes approches de la sismologie en relation avec les travaux effectués dans cette thèse. Nous discutons ensuite, les processus de génération des séismes dans l'approche de la mécanique de rupture.

Chapitre 2 : Celui-ci est consacré au développement des caractéristiques sismogènes de la région Nord-Est Algérien à travers les résultats des dernières études sismologiques majeures présentant les séquences sismiques récentes (2010-2021) dans cette région.

Chapitre 3 : Il est consacré à l'acquisition, pré-traitement et gestion des bases de données sismologiques. Dans ce chapitre, il est développé la démarche pour l'obtention de la donnée sismique exploitable, depuis l'installation de stations sismologiques, l'acquisition sur le terrain des signaux, la préparation des données (déconvolution, filtres, etc.) jusqu'à l'établissement des bases de donnée. Des tests techniques sont exigés pour avoir des données fiables, une homogénéisation des données est nécessaire car nous possédons des instruments parvenant de constructeurs différents, une automatisation des différentes routines est obligatoire pour gérer des bases de données colossales. Le dépouillement des phases sismiques est également déterminant nécessaires à la localisation des séismes.

Chapitre 4 : Ce chapitre est dédié à la détermination de la géométrie fine des failles

responsables des différentes séquences sismiques analysés. L'inter-corrélation des signaux semblables est la pierre angulaire de ce chapitre pour diminuer les erreurs de kilomètre en mètre, en fournissant à une méthode de relocalisation relative la partie de donnée qu'il lui manque dans les études précédentes en Algérie, il a aussi perfectionné une méthode de relocalisation fondée sur la comparaison, la classification et le regroupement des séismes dont les formes d'onde sont jugées suffisamment semblables (multiplet). Un autre outil performant est l'inversion des formes d'ondes des chocs principaux qui donne la géométrie de la faille source, ainsi que des paramètres de la source telle que le moment sismique et la profondeur des chocs. Nous avons appliqué ces méthodes à plusieurs séquences sismiques importantes produites entre 2010 et 2021.

Chapitre 5 : Ce chapitre aborde l'aspect des évolutions spatio-temporelles des séquences sismiques, il applique pour atteindre cette objectif une modélisation statistiques aux différentes lois de distributions : Loi de Gutenberg-Richter, Loi d'Omori, clustering temporel (Loi Gammas), caractérisation statistiques des forçages, des lois d'interaction/corrélation spatio-temporelles entre séismes (Loi d'Omori généralisée), le modèle des séquences de répliques de type épidémique (ETAS), et la distribution du temps inter-événement.

Chapitre 6 : Ce chapitre contient la description des procédures et des étapes adoptées pour le traitement et l'analyse des données sismiques dans le but d'estimer les paramètres de la source. Pour valider la méthodologie, nous nous sommes basés sur les données d'observation des séismes petits et modérés de la séquence de Beni-Ilmane en 2010 et Béjaia-Babors en 2012-2013. D'autres applications suivent pour extraire les paramètres de source des chocs principaux dans plusieurs régions en exploitant cette valeur ajoutée à la sismologie en Algérie ; le long de la faille Mcid Aïcha-Debbagh pour la séquence de 2017, Médéa pour la séquence de 2007, Jijel pour la séquence de 2019, El-Aouana pour la séquence de 2020 et Hammam Melouane pour la séquence de 2013-2016.

Chapitre 7 : Notre travail poursuivi dans ce chapitre par l'obtention de résultats préliminaires d'une perspective très prometteuse, consistant à éliminer l'impact de l'atténuation géométrique où anélastique et des effets de site dans le calcul des paramètres de la source. Nous expliquerons comment, en se servant des petits séismes, on peut remonter aux paramètres de la source des plus gros. Nous avons mis en œuvre une nouvelle méthode, l'EGF *"Empirical Green Function"* qui permet de s'affranchir des valeurs d'atténuations *a-priori* et des effets de site. Nous présentons tout d'abord dans ce chapitre le principe de l'approche par fonctions de Green empiriques ainsi que les méthodes que nous avons utilisé pour obtenir des informations sur la fonction source. Nous avons appliqué cette méthode sur les données de la séquence de 2020 généré par la faille Nord–Constantinoise dans la région de Mila.

Chapitre 8 : Ce chapitre porte sur l'analyse des forces motrices des ruptures sismiques. Les contraintes crustales et leurs variations composent l'élément crucial pour appréhender ce problème. Pour avoir un aperçu du tenseur de contrainte dans les zones d'étude une inversion formelle est appliquée sur les différents mécanismes aux foyers calculés, ces orientations sont utilisées en parallèle pour la compréhension des interactions entre les séismes qui passe par la modélisation des variations des contraintes de Coulomb, pour prédire l'évolution future du system. Le chapitre se termine par des tests de diffusivité hydraulique pour la séquence sismique de Bejaia-Babors 2012-2013.

Finalement, nous concluons en rappelant par les principaux résultats apportés par ce travail et leurs implications. Nous discutons également des développements futurs qui restent à accomplir notamment en ce qui concerne l'automatisation de la méthodologie de classification des évènements par familles, l'étude des multiplets du point de vue des paramètres de la source qui les composent par la méthode EGF, de la confrontation des résultats sismologiques aux mesures géodésiques (GPS) actuelles par des inversions conjointes (sismologique-géodésique).

Aussi, en annexe de cette thèse nous avons joint les publications scientifiques dans des revues spécialisées dont je suis auteur ou co-auteur, vous y trouverez également du contenu supplémentaire que nous avons jugé préférable de réserver à ce manuscrit. En parallèle, quelques données du manuscrit relatif à l'une des séquences ont été récemment soumises à la revue Tectonophysics.

Rentrons sans plus tarder dans le vif du sujet. Puisse le lecteur prendre du plaisir à suivre le cheminement de la réflexion.

Chapitre 1

Bases conceptuelles des sources sismiques

1.1 Introduction

La sismologie est le domaine de recherche qui étudie la génération, la propagation et l'enregistrement des ondes sismiques dans la terre et les sources qui les produisent. Ces sources d'énergie de déformation peuvent produire des ondes sismiques, des perturbations élastiques qui s'étendent sphériquement vers l'extérieur de la source en raison du déséquilibre de contraintes transitoires dans la roche. Les propriétés des ondes sismiques sont régies par la physique des solides élastiques, qui est entièrement décrite par la théorie de l'élasto-dynamique [e.g. Aki et Richards 2002, Chapman 2004, Lamb 1904]. Les enregistrements du mouvement du sol en fonction du temps, dits sismogrammes, fournissent les données de base que les sismologues utilisent pour étudier les ondes élastiques qui se propagent sur toute la planète.

Dans ce chapitre, nous présentons les différents concepts et relations nécessaires pour l'accomplissement du présent travail de thèse. Il est utile de préciser d'emblée que la nature de l'élasticité nous permet de traiter mathématiquement le processus de la rupture, de propagation et d'enregistrement des ondes sismiques comme une séquence de filtres linéaires qui se combinent pour produire des sismogrammes observés. En d'autres termes, un déplacement du sol observé, U(t) peut être exprimé comme le résultat d'une fonction source, $S(t)$, opérant sur une fonction de propagation, $P(t)$, combinée à une fonction d'enregistrement instrument, $I(t)$, exprimé comme suit :

$$U(t) = S(t) * P(t) * I(t) \tag{1.1}$$

L'indentification et la caractérisation des différentes sources sismiques d'une région sont très importantes pour l'analyse du risque sismique. Au cours de l'histoire, les sismologues ont tenté de définir ces sources, soit en allant directement sur le terrain examinant les failles, soit en analysant les sismogrammes pour comprendre le comportement des différentes ondes générées pendant un tremblement de terre. Dans ce chapitre, nous évoquons les hétérogénéités existantes représentées par les failles et celles déduites des sismogrammes.

En Algérie, mis à part quelques séismes majeurs de magnitudes importantes qui ont laissés des traces en surface (ex : le séisme d'Asnam en 1980 de M 7.3 [Ouyed *et al.* 1981]; le séisme de Constantine en 1985 de M 6.0 [Bounif *et al.* 1987]), la sismicité algérienne classée comme modérée à faible est produite par des failles ou bien de segments de failles aveugles qui ne libèrent pas assez d'énergie pour générer des ruptures en surface. Il faut noter également, qu'une grande partie de cette sismicité se produit dans la partie marine où les deux plaques Africaine et Eurasienne s'affrontent. Dans ce cas et malgré que des fois la magnitude est plus élevée (ex : le séisme de Boumerdes en 2003 de M 6.8 [Yelles *et al.* 2004]; le séisme de Béjaia en 2021 de M 6.0) la rupture en surface ne peut être visualiser que parfois par des investigations marines de haute résolution. Donc, seules les analyses détaillées des évènements sismiques effectuées à partir de sismogrammes permettent de quantifier les différents paramètres des sources sismiques.

1.2 Sources sismiques (failles sismiques)

Une faille active décrit principalement une fracture de la croûte terrestre où deux blocs rocheux se déplacent l'un par rapport à l'autre avec frottement des deux parois l'une contre l'autre (Figure 1.1). On pourrait donc, en première approximation, assimiler une faille à un plan. Pourtant les failles ne sont pas parfaitement planes, des courbures étant souvent visibles en surface, et surtout elles apparaissent régulièrement morcelées ou segmentées.

Les failles ne sont pas des objets isolés mais font généralement partie d'un système complexe de fractures ou de segments (réseau de faille) à des échelles d'espace allant de la centaine de mètres à plusieurs centaines de kilomètres (Figure 1.2). Le glissement sur la faille est concentré en réalité dans des zones bien localisées, appelées aspérités par analogie avec les protubérances microstructurales (Figure 1.2). La focalisation du glissement sur ces aspérités implique un comportement de la faille très différent par rapport aux zones environnantes. La raison de cette relativement forte résistance au niveau des aspérités pourrait être dû à une disparité dans la force de friction au niveau de la zone de contact de la fracture ou à une variation dans l'orientation géométrique du plan de faille [e.g. Lay et

FIGURE 1.1 – A gauche, une photo-aérienne de la faille de San Andreas, située en Californie (USA) ; à droite, le sens de déplacement des deux blocs (flèches rouges), délimités par la ligne rouge. (https://fr.wikipedia.org/w/index.php?title=Faille+de+San+Andreas&oldid=cur)

Wallace 1995, Scholz 2002]. A l'échelle microscopique et mésoscopique une zone de fracture est restreinte au volume rocheux qui exhibe le plus de déformation fragile par rapport à la roche typique environnante. Le nombre de failles subsidiaires ou microfractures et la réduction de la taille des grains augmentent progressivement vers une couche centrale faite de matériau fortement abrasif (ultra-cataclasite). Cette bande centrale granulaire et la zone étroite composée de cataclasites foliées qui l'entoure forment le cœur de la faille, aussi appelée gouge [Chester *et al.* 1993] (Figure 1.2).

Les propriétés frictionnelles au niveau des interfaces de plaques, ou à plus petite échelle au niveau d'une faille, entraînent un comportement cyclique des ruptures sismiques, sans forcément de périodicité identifiable, c'est ce que l'on appelle le cycle sismique (Figure 1.2). Les principales phases de ce cycle sont :

— un état initial de référence,
— un chargement inter-sismique,
— une phase co-sismique.

Pendant la phase inter-sismique, les contraintes s'accumulent le long du plan de faille. Cette accumulation peut durer de quelques dizaines à des centaines d'années. Elle entraîne une déformation élastique des blocs rocheux de part et d'autre de la faille. Quand les contraintes accumulées deviennent trop grandes et dépassent le seuil de rupture des roches, une instabilité est créée et le séisme déclenché. Cette instabilité est précédée par une phase

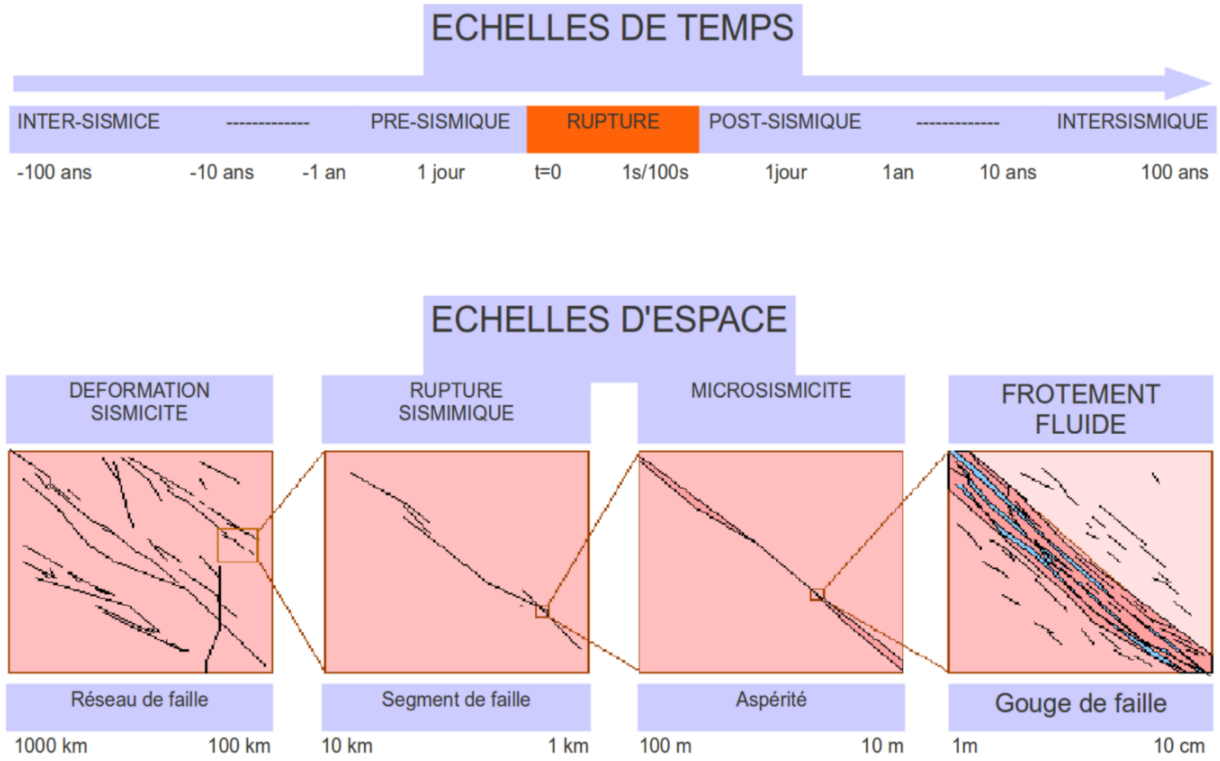


FIGURE 1.2 – Echelles spatio-temporelle de la déformation [Bourouis 2004]

de nucléation ou d'initiation du séisme qui reste encore assez mal comprise aujourd'hui. La phase co-sismique est très courte à l'échelle du cycle sismique car elle ne dure que de quelques secondes à quelques minutes. C'est pendant cette phase que les contraintes sont relâchées et que le déficit de glissement accumulé est rattrapé.

1.2.1 Termes et paramètres du plan de faille (La géométrie du plan de faille)

Dans la caractérisation d'une failles sismiques, des principaux paramètres définissent la géométrie de son plan, et à partir desquelles, le type de faille est déterminé (Tableau 1.1, Figure 1.3) :

- ***L'azimut*** (Strike) : l'angle entre le Nord géographique et la direction de faille
- Le ***pendage*** (Dip) ou intensité de plongement qui est l'angle entre la ligne de plus grande pente est un plan horizontal plus la direction de plongement (ex :45° vers le Nord)
- Le ***glissement*** (Rake) est l'angle entre le vecteur de glissement et la trace de la faille. On peut déterminer le type de faille selon cet angle.

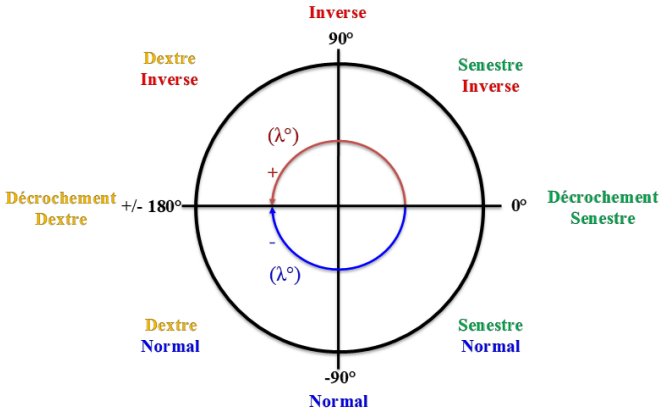


FIGURE 1.3 – Le type de faille selon l'angle de glissement (λ). (-180° ≤ λ ≤ 180°)

1.2.2 Mécanismes aux foyers

Les premières investigations dans la théorie des mécanismes focaux remontent à l'année 1917. Après le séisme du Japon du 18 mai de la même année, de magnitude M = 6.3, le sismologue Shida, a examiné le sens des premières arrivées des ondes sismiques. Il établit un schéma de la distribution des mouvements des premières arrivées dont il distingue les mouvements répulsifs à partir de l'épicentre (compression ou poussée) et les mouvements attractifs vers l'épicentre (dilatation ou traction). Ces mouvements sont distribués de telle sorte que l'on peut diviser la région contenant l'épicentre en quatre régions délimitées par deux lignes (ligne nodale ou plan nodal) (Figure 1.4a).

Lors du rebond (Figure 1.4b), dans le demi-espace de gauche par rapport à la faille :

— La matière est "poussée" vers l'avant, ou effectue un déplacement de la source (le foyer) vers la station sismologique rouge ; on parle aussi de condensation.

— La matière est "aspirée" vers l'arrière, ou effectue un déplacement de la station sismologique bleu vers la source ; on parle aussi de raréfaction.

Les mêmes constatations peuvent être faites dans le demi-espace de droite. Un mouvement de la source vers la station rouge est une compression (C), un mouvement de la station bleu vers la source est une dilatation (D) (Figure 1.4b).

Dans la pratique, compressions et dilatations sont recueillies sur la composante verticale de sismographe. Lorsque la première arrivée est une "UP" (U) la station située sur le secteur

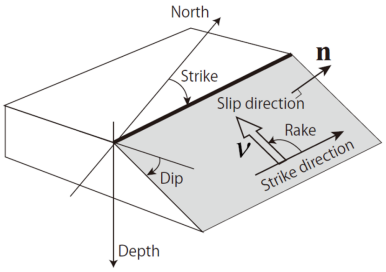
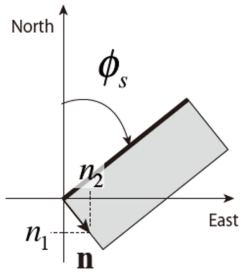
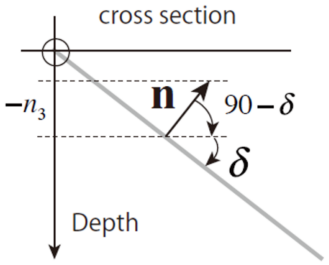
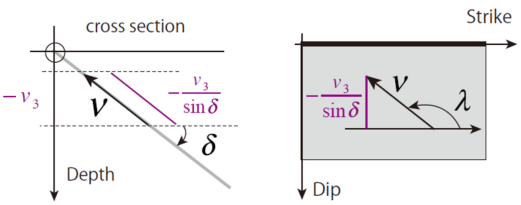
Paramètres du plan de faille	
	$\mathbf{n} = \begin{pmatrix} -\sin\delta\sin\phi_s \\ \sin\delta\cos\phi_s \\ -\cos\delta \end{pmatrix}$ $\boldsymbol{v} = \begin{pmatrix} \cos\lambda\cos\phi_s + \cos\delta\sin\lambda\sin\phi_s \\ \cos\lambda\sin\phi_s - \cos\delta\sin\lambda\cos\phi_s \\ -\sin\delta\sin\lambda \end{pmatrix}$
Strike	
	$\tan\left[180-(\phi_s+90)\right]=-\frac{n_2}{n_1}$ $\therefore \phi_s = \arctan\left(-\frac{n_1}{n_2}\right)$
Dip	
	$\sin(90-\delta)=\sin(\delta-90)=\cos\delta=-\frac{n_3}{\lvert\mathbf{n}\rvert}$ $\therefore \delta = \arccos(-n_3)$
Rake	
	$\sin(180-\lambda)=-\sin(\lambda-180)=\frac{-v_3/\sin\delta}{\lvert\mathbf{d}\rvert}$ $\therefore \lambda = \arcsin\left(-\frac{v_3}{\sin\delta}\right)$

TABLEAU 1.1 – Les principaux paramètres pour définition du plan de faille

de compression, si la première arrivée est une "DOWN" (D), donc, la station située sur le secteur de dilatation (Figure 1.4b). Les stations montrent donc que l'espace est divisé en quatre quadrants de compressions et dilatations, opposées deux à deux et séparés par deux plans perpendiculaires ; l'un est le plan de faille ; l'autre est le plan auxiliaire (Figures 1.4c et 1.4d).

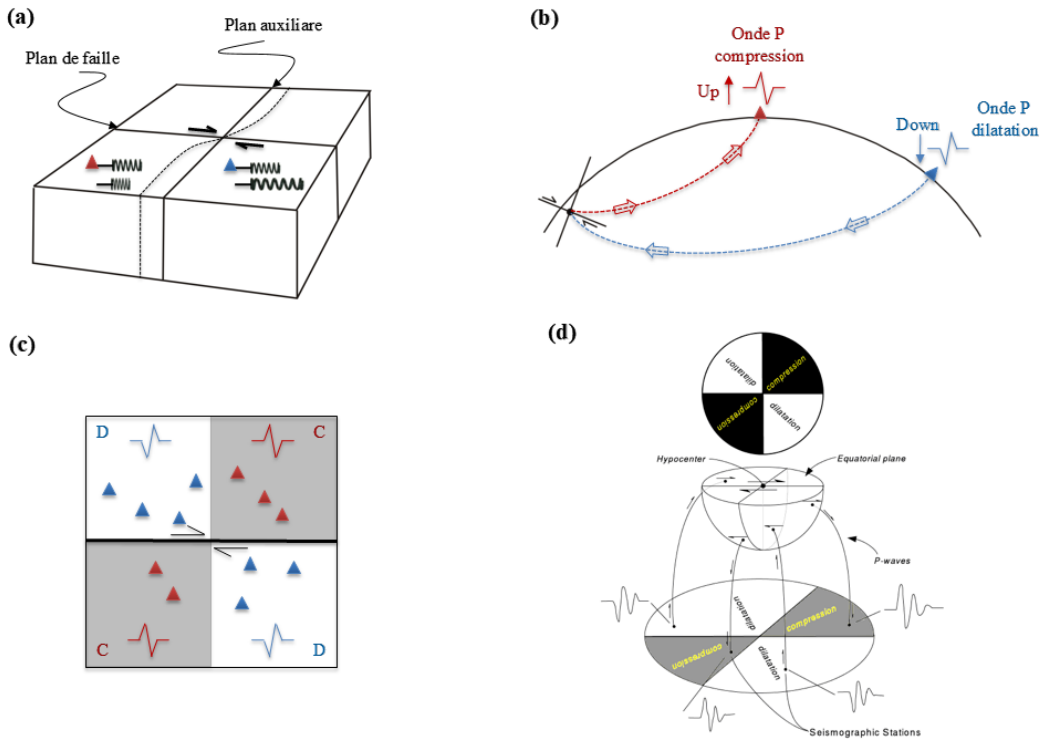


FIGURE 1.4 – (a) Rebond élastique d'une faille de décrochement dextre. (b) Mouvement de la première arrivée. (c) et (d) quatre quadrants de compressions et dilatations séparés par le plan de la faille et le plan auxiliaire

Le mécanisme au foyer est généralement déterminé par l'une des deux approches suivantes :

— à partir des premiers mouvements au niveau d'un réseau de stations.

— par inversion des formes d'ondes. Cette dernière est expliquée en détaillée dans le Chapitre 4 section 4.7.

1.2.3 Fonction de glissement

Un mouvement cisaillant a lieu sur la faille lorsque l'accumulation de déformation élastique dépasse la contrainte de friction statique qui résiste au mouvement. Le glissement

est initié à un point (l'hypocentre du séisme) et un front de glissement s'en éloigne le long du plan de fracture [Lay et Wallace 1995]. L'augmentation de l'aire de rupture est donc dépendante du temps et de l'espace. Chaque point de la zone de rupture peut suivre une direction de glissement légèrement différente et la quantité de glissement varie spatialement dans la zone de fracture (Figure 1.5). En outre, vers les bords de cette surface de rupture, le déplacement doit tendre vers zéro. Il est possible de reconstituer l'histoire spatio-temporelle du glissement par modélisation des enregistrements sismiques en ne tenant compte que de la partie en champ proche des ondes. Les implications de ces résultats sont nombreuses et permettent notamment de répondre à certaines questions concernant la vitesse de la rupture, la redistribution des contraintes après le séisme ou les valeurs énergétiques des tremblements de terre [Ide *et al.* 2007]. Les variations de vitesse du glissement témoignent de l'hétérogénéité des contraintes sur le plan de faille.

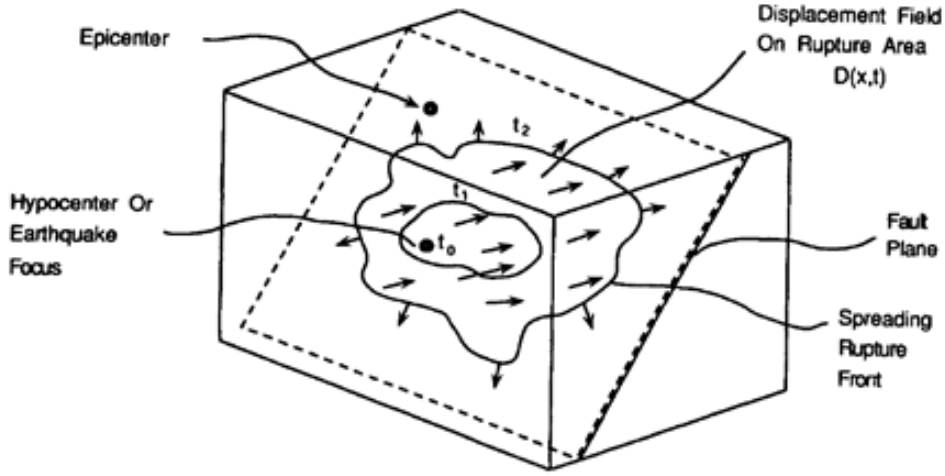


FIGURE 1.5 – Un schéma de rupture sur une faille s'étendant de l'hypocentre (foyer du séisme) sur le plan de faille. Toutes les régions qui glissent émettent continuellement de l'énergie sortante des ondes P et S. Le champ de déplacement, u(x, t), varie sur la surface de la faille. A noter que la direction de propagation de la rupture n'est généralement pas parallèle à la direction de glissement. (Modifié d'après [Bolt 2001])

1.2.4 Séismes complexes

L'hétérogénéité du processus de rupture est aussi représenté par le concept de sous évènements. Pour les très grands séismes, les mécanismes de source sismique peuvent être décrits comme une succession de tremblement de terre de taille modérée. Quand les fonctions sources temporelles sont suffisamment compliquées pour suggérer une multiplicité de

séismes, l'évènement est considéré comme complexe. Kanamori et Stewart [1978] ont analysé en détail les ondes de surface et de volume générées par le séisme du Guatemala (1976) et montré que ce tremblement de terre était constitué de 10 évènements indépendants séparés par des distances de quelques dizaines de kilomètres [Kikuchi et Kanamori 1991]. La multiplicité d'un séisme s'expliquerait par la distribution hétérogène des propriétés mécaniques le long de la faille, causée soit par des aspérités, soit par des variations de contrainte ou de pression de fluide, ou encore par des caractéristiques de glissement différentes, stable ou instable (Figure 1.6). Das et Scholz [1981] avance une autre hypothèse pour expliquer les évènements complexes, à savoir la propagation de rupture sous-critique. Les séismes complexes pourraient donc être assimilés à un phénomène d'avalanches. De plus, la majorité des évènements sismiques étudiés dans le cadre de cette thèse sont des séquences sismiques marquées par l'occurrence de plusieurs chocs principaux (voir Chapitre 2).

King et Nabelek [1985] a proposé que l'initiation et/ou l'arrêt de la rupture correspondent à un coude dans la géométrie de la faille en surface. Cet état de fait proviendrait de la complexité de fracturation dans la zone de jonction. La propagation d'une rupture le long d'un segment provoque un mouvement sur les segments adjacents situés après le point de courbure, entraînant une activité des micros fractures développées à la jonction et formant un procès zone, réduisant ainsi la contrainte transférée aux failles adjacentes. La rupture s'arrête alors à très peu de distance du point de courbure. Le concept de barrière a été développé pour expliquer la raison de l'arrêt de la rupture (Figure 1.6). Les barrières sont définies comme les parties de la faille de très forte résistance qui bloque la propagation de la rupture (barrière de résistance) ou comme des zones de faiblesse où les répliques ont lieu (barrière de relaxation). Les notions d'aspérité et de barrière sont très liées (pour plus de détails, voir Boulahia [2008]). En effet, une barrière résistante qui stoppe la rupture pour un séisme sur un segment de la faille peut servir d'aspérité pour un futur tremblement de terre. De même, une zone de fort glissement pour un séisme peut devenir une barrière de relaxation pour un évènement ayant lieu sur un autre segment de faille. Le glissement asismique de la fracture peut aussi créer des barrières de relaxation autour d'une aspérité qui limiteront ainsi la dimension de la rupture lors du cassage de cette aspérité.

1.2.5 Elasticité et ondes sismiques

La sismologie implique l'analyse des mouvements du sol produits par des sources d'énergie à l'intérieur de la Terre, telles que des failles sismiques. La théorie de l'élasticité fournit des relations mathématiques entre les contraintes et les déformations dans le milieu, c'est la

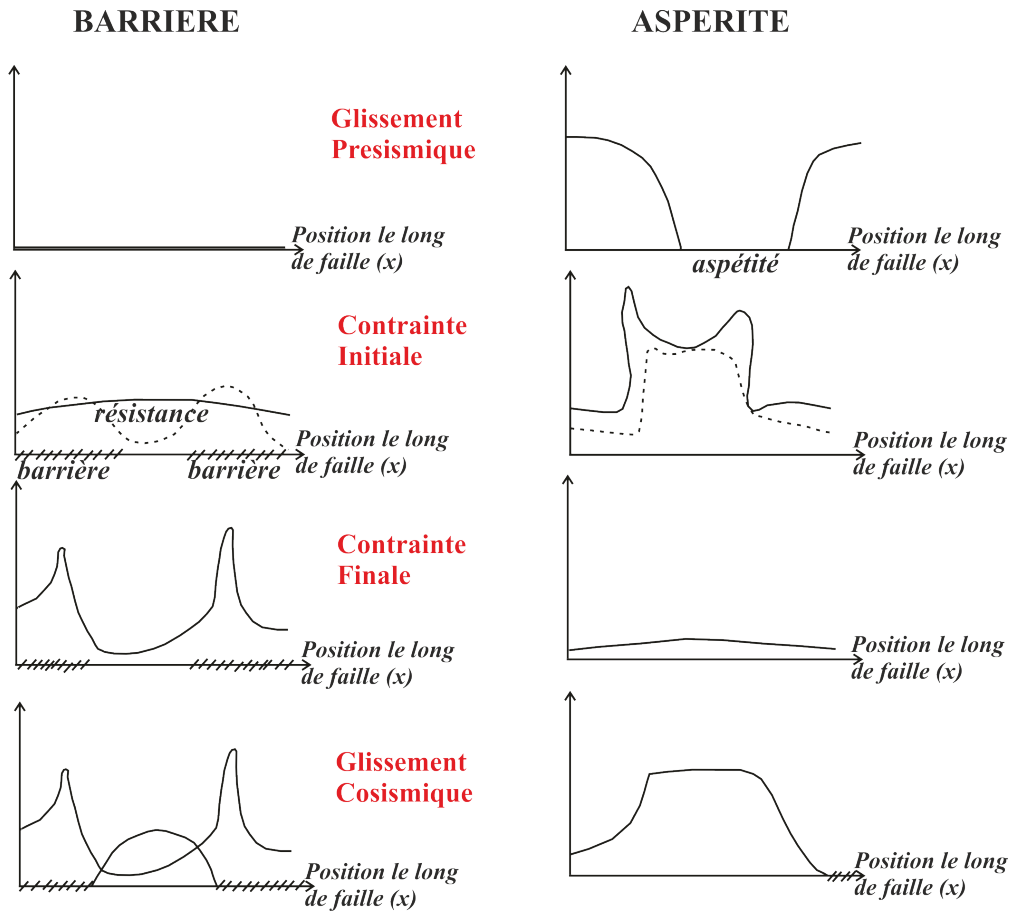


FIGURE 1.6 – Deux modèles standards de rupture : barrières et aspérités [Boulahia 2008]

loi de Hoock ou la loi de comportement. Pour un milieu isotrope cette loi s'écrit :

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} \epsilon_{kk} + 2\mu \epsilon_{ij} \tag{1.2}$$

D'où σ_{ij} est le tenseur de contrainte, ϵ_{ij} est le tenseur de déformation, ϵ_{kk} c'est la divergence du vecteur de déplacement, λ le premier paramètre de Lamé, μ le second paramètre de Lamé (également appelé module de cisaillement) et F sont les forces de volume. En tenant compte de cette loi et en utilisant l'équation locale de mouvement résultant de l'application de la loi fondamentale de la dynamique, on obtient l'équation (1.3) du mouvement en termes de déplacement :

$$(\lambda + \mu)\nabla(\nabla . u) + \mu \nabla^2 u + F = \rho \ddot{u} \tag{1.3}$$

et en termes de la dilatation cubique θ et le vecteur rotation A :

$$\alpha^2 . \nabla\theta - \beta^2 \nabla \times A + F/\rho = \ddot{u} \qquad o\grave{u} \qquad \alpha = \sqrt{((\lambda + 2\mu)/\rho)} \quad et \quad \beta = (\sqrt{\lambda/\rho}) \tag{1.4}$$

Si F=0, on obtient l'équation homogène du mouvement, également appelée l'équation de Navier. En mécanique des milieux continus, l'équation de Navier est l'équation qui relie la déformation d'un milieu élastique, continu, homogène, isotrope et infini aux forces appliquées. Les solutions de cette équation sont les déplacements élastiques dans un milieu où il n'y a aucune force agissante. Dans ce système différentiel de l'équation (1.4), les trois composantes du déplacement sont couplées. Il est avantageux, en vue d'obtenir des équations découplées, de définir un potentiel scalaire et un potentiel vecteur. Le théorème de Helmholtz (décomposition de Helmholtz) permet de décomposer le champ de déplacement des particules en une composante longitudinale et une composante transversale, soit la somme d'un potentiel scalaire de dilatation ϕ et d'un potentiel vectoriel de distorsion ψ. Grâce à cette notation, le champ de déplacement est séparé en une partie à rotationnel nul et une partie à divergence nulle. En substituant les potentiels de Helmholtz dans l'équation de Navier, on obtient alors :

$$\nabla(\frac{\partial^2\phi}{\partial t^2} - \alpha^2\nabla^2\phi) + \nabla\times(\frac{\partial^2\psi}{\partial t^2}\beta^2 - \nabla^2\psi) = 0 \tag{1.5}$$

La première partie de l'équation (1.5) correspond aux mouvements de compression-dilatation (ondes P) qui reliée les perturbations élastiques aux changements dans le volume avec une vitesse α, alors que la deuxième partie correspond aux mouvements de cisaillement (ondes S), qui reliée les perturbations élastiques aux changements dans la forme et qui peuvent se produire dans le plan horizontal (ondes SH) ou dans le plan vertical (ondes SV) avec une vitesse β. On peut donc écrire les équations d'onde pour les potentiels ϕ et ψ :

$$\begin{aligned} \nabla^2\phi &= \frac{1}{\alpha^2}\frac{\partial^2\phi}{\partial t^2} \quad | \quad \alpha = V_p = \sqrt{(\lambda+2\mu)/\rho}) \\ \nabla^2\psi &= \frac{1}{\beta^2}\frac{\partial^2\psi}{\partial t^2} \quad | \quad \beta = V_S = (\sqrt{\lambda/\rho}) \end{aligned} \tag{1.6}$$

En résumé, dans un milieu élastique, les solides homogènes et isotropes soumis à l'effet d'une contrainte (impact, vibration, etc.) subissent des déformations liées à la propagation de différents types d'onde. On distingue ainsi les ondes de volume (compression et cisaillement) qui se propagent dans toutes les directions, et les ondes de surface (Rayleigh, Love, Scholte, etc.) qui sont guidées par des interfaces entre deux milieux de propriétés différentes.

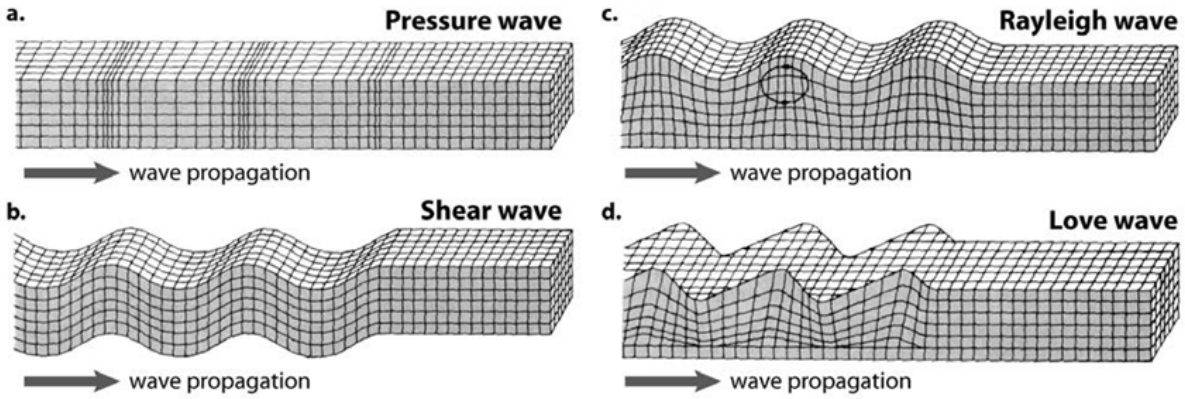


FIGURE 1.7 – Déplacement des particules d'un milieu à travers lequel se propagent les ondes de volume ((a) compression et (b) cisaillement) et les ondes de surface ((c) Love et (d) Rayleigh).

1.3 Localisation des évènements sismiques :

Notre connaissance de la structure des vitesses de la Terre et des hypocentres sismiques est le résultat de l'interprétation des sismogrammes. L'une des tâches les plus importantes de la sismologie d'observation est la localisation des sources sismiques. Cela implique de déterminer à la fois les coordonnées de l'hypocentre (x_0, y_0, z_0) et le temps d'origine (t_0) de la source (Figure 1.8). En général, la détermination de la localisation de la source nécessite l'identification des phases sismiques et la mesure de leurs temps d'arrivée, ainsi que la connaissance de la structure des vitesses entre l'hypocentre et la station sismique.

Si, dans les années 70, des méthodes linéarisées itératives étaient utilisées [e.g. Lahr 1999, Lee et Lahr 1975], grâce à l'explosion des capacités informatiques, des méthodes non linéaires de type « *gridsearch* » sont maintenant préférées [e.g. Bardainne et Gaucher 2010, Lomax *et al.* 2000, Tarantola et Valette 1982].

On peut en effet écrire, pour une station a, et dans le cas d'un milieu homogène le temps d'arrivée t_{1a} par l'équation dans la Figure 1.8. Comme la terre à une structure hétérogène, donc la trajectoire des ondes définie par la loi Snell-Descartes n'est pas rectiligne à cause des variations de la vitesse de propagation des ondes entre la source et les stations. Plus généralement, le temps d'arrivée, t_{0a}, est alors exprimé par la fonction ou l'équation dans la Figure 1.8 [Lay et Wallace 1995].

L'amélioration de la localisation des séismes et microséismes (chocs principaux et ré-

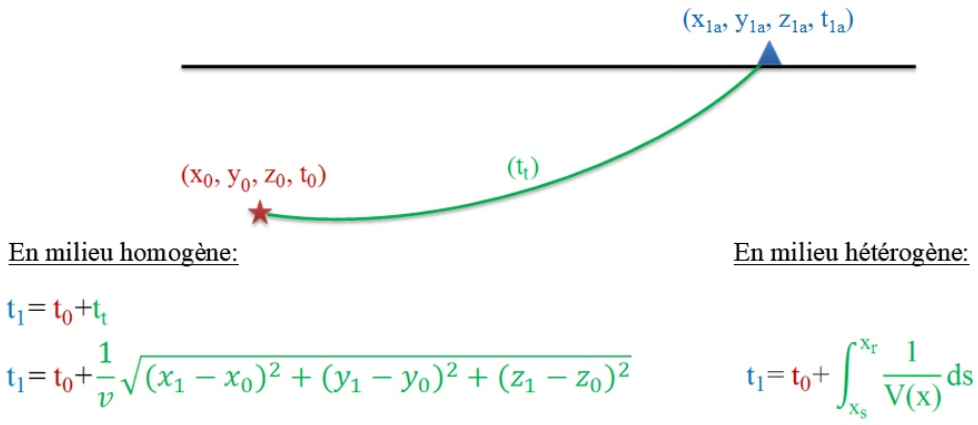


FIGURE 1.8 – Schéma qui illustre la trajectoire d'un rai sismique de la source (x_s) vers la station (x_a). Où t_{1a} est le temps d'arrivée de l'onde à la station a, (x_{1a}, y_{1a}, z_{1a}) est la position de la station a, et v est la vitesse de propagation supposée pour un milieu homogène uniforme sur tout le trajet de l'onde entre la source (x_0, y_0, z_0) et la station a. Pour un milieu hétérogène, v(x) est la vitesse de propagation à la coordonnée x le long du rai. Dans le terme de droite, l'intégrale définit le temps de parcours, t_t, de l'onde le long du rai entre la source x_s et la station xa et son calcul dépend de l'angle d'émergence, i, du rai et de la vitesse, v.

pliques) a permis de révéler la structure des failles en profondeur qui ne peut être étudiée directement sur le terrain. L'augmentation de la précision dans la position des hypocentres est principalement due à une meilleure couverture des zones sismiques avec des sismomètres également perfectionnés. Ainsi l'étude des distributions en surface et en profondeur des séismes révèle des structures souvent linéaires ou planes [Scholz 2002], ce qui semble confirmer la présence de surfaces principales de glissement. Elle montre aussi des zones d'absence de sismicité qui peuvent servir de points d'accumulation de contraintes et être à l'origine d'un prochain séisme, ou qui sont soumises à un glissement continu et stable. Les distributions de séismes en profondeur renseignent aussi sur l'épaisseur de la zone de faille [Schallamach 2002] et témoignent de la complexité des structures profondes aux discontinuités entre les segments de la fracture [Felzer et Beroza 1999] (Figure 1.9). Les analyses tomographiques des données sismiques à proximité de failles mettent en évidence la complexité de la structure en terme de vitesses sismiques (donc de rhéologie) à travers la zone de fracture [e.g. Ben-Zion et Sammis 2003, Day-Lewis *et al.* 2005, Li *et al.* 1994, Thurber *et al.* 2004].

La recherche des nouvelles techniques permettant d'améliorer la localisation des tremblements de terre a été motivée par le besoin de surmonter les obstacles qui empêchent une localisation précise des séismes et par celui de progresser dans la compréhension du phénomène sismique en général. Une avancée significative en ce sens a été la mise au point

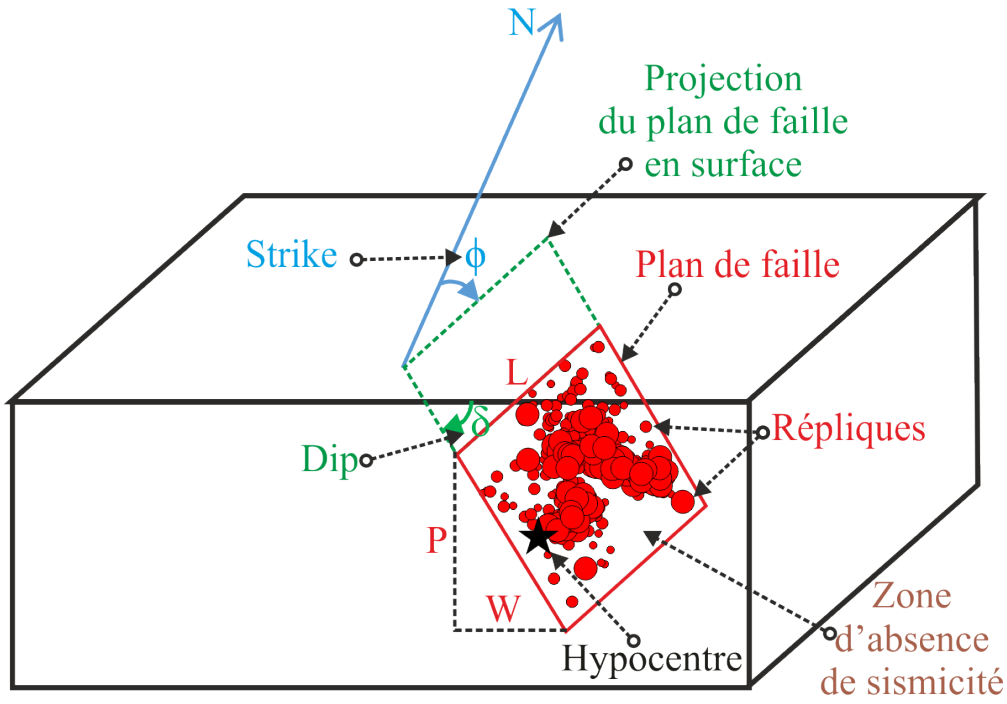


FIGURE 1.9 – Une faille de longueur (L), de largeur (W), de profondeur (P), d'azimut (ϕ) et de pendage (δ) déterminée par la distribution spatiale (horizontale et verticale) des séismes (étoile et cercles rouges).

des techniques de relocalisation (Figure 1.10). L'observation de microsismicité, dans les zones actives, pendant les éruptions volcaniques et dans les chantiers des mines, montre l'existence de séismes ayant des formes d'onde identiques. Ils sont appelés doublets, triplets ou multiplets s'il y a plus de deux séismes. Il s'agit donc d'événements reproductibles. La ressemblance des formes d'ondes suggère que les sources d'un multiplet possèdent le même mécanisme au foyer, ayant pour origine la même aspérité et que les ondes sismiques ont parcouru le même trajet. La relocalisation de la sismicité par des méthodes basant sur l'identification des multiplets permet d'améliorer sensiblement la précision des hypocentres et ainsi obtenir une image de haute résolution.

Le gain en précision n'est pas seulement utile pour l'analyse de la géométrie, mais également pour des études fines, plus pointues, telle que la relation failles-séismes. Un des objectifs de l'analyse fine des multiplets pourrait être la définition du degré de superposition des surfaces rompues dans un même multiplet. L'observation de séquence de rupture sur des aspérités voisines et disjointes ne conduit pas aux mêmes modèles mécaniques de forçage que celle de la répétition de la rupture d'une même aspérité. Ces analyses, confrontées aux diverses mesures géodésiques, permettront de construire un modèle géométrique et mécanique dans des zones sismiquement active. Les différentes méthodes de localisation

absolue et relocalisation relative ont été expliquées en détaillées dans le Chapitre 4.

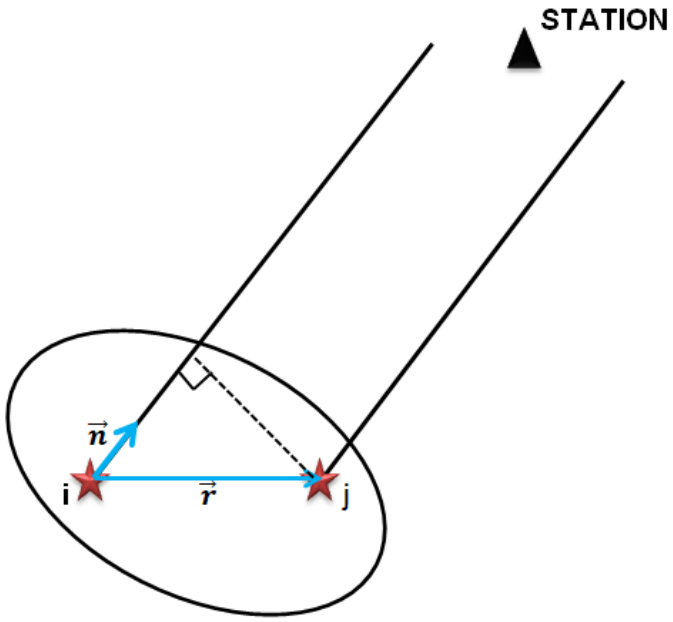


FIGURE 1.10 – Présentation du principe fondamental de la relocalisation

La mise au point de ces nouvelles méthodes nous a permis de les appliquées pour la première fois en Algérie à travers les séquences sismiques récentes enregistrées dans notre zone d'étude.

1.4 Analyse statistique

Pour caractériser la géométrie d'un système de failles, une première idée était d'étudier la distribution des longueurs de traces de faille cartographiées en surface. La simple visualisation de ces cartes à des échelles allant de la centaine de mètres à plusieurs centaines de kilomètres montre de fortes similitudes dans la géométrie des failles (propriété fractale). Le fait que la distribution des longueurs de faille suive une loi de puissance [e.g. Barton *et al.* 1995, Cowie *et al.* 1996, Scholz 2002] confirme quantitativement cette autosimilarité des traces de faille en surface. D'autres analyses ont ensuite été effectuées sur les distances de séparation entre les segments de faille ([Cowie *et al.* 1996], et références citées). Là encore, les distributions taille-fréquence issues de ces études sont compatibles avec des lois d'échelle et peuvent donc être quantifiées par l'exposant de la loi de puissance qui ajuste au mieux les

données. Ando *et al.* [2009] se sont penchés sur le cas des branchements de faille (formes en Y).

Tout comme les traces de failles en surface qui sont similaires à différentes échelles d'observation, les ramifications de fracture ne semblent pas avoir une taille spécifique. Les branches de faille sont particulièrement importantes en ce qui concerne les interactions dynamiques entre segments et la sélection d'un chemin de rupture lors d'un séisme. Le comportement d'un tremblement de terre qui commence à se propager sur la faille principale puis bifurque à un embranchement sur une fracture dédoublée peut avoir de sérieuses conséquences sur le risque sismique dans la région en question.
D'autre part, plusieurs études ont démontré que l'évolution spatio-temporelle de la sismicité ainsi que la distribution fréquentielle des magnitudes, suivent un certain pattern encore mal comprise. En effet, l'activité sismique enregistrée par l'ADSN, que ce soit par le réseau national ou/et les stations mobiles, est dominée par des essaims (sans choc principal) ou séquences classiques (choc principal et répliques), avec de fortes concentrations en temps et en espace, de quelques jours à plusieurs mois, s'étendant de quelques kilomètres à des dizaines de kilomètres. Ce type d'activité sismique qui montre parfois une migration de plusieurs kilomètres en plusieurs semaines, nous procure un cadre idéal pour mener des études pluridisciplinaires, en plus de pouvoir apporter des données supplémentaires aux calculs d'aléas sismiques pour l'évaluation réaliste des risques sismiques spécifiques aux principales villes du Nord-Est de l'Algérie.

Les séquences sismiques classiques (Mainshock-aftershocks) plus communes dans les régions tectoniquement active, suivent généralement une loi d'Omori-Utsu [e.g. Omori 1894, Utsu *et al.* 1995], contrairement aux séquences de type essaim, qui elles ne suivent pas un pattern bien définit en terme temps-magnitude (voir Figure 5.1 section 5.1), et ou le choc de magnitude supérieur n'apparait pas forcément au début de la séquence.
Ces deux types sont contrôlés par des phénomènes physiques bien connu et qui sont le changement de contrainte statique, dynamique, l'after slip asismique et la pressurisation des fluides (Ces phénomènes sont expliqués plus en détail dans le Chapitre 8 section 8.3).
Plusieurs études ont été menées sous différents angles dans le cadre de cette thèse pour arriver à une meilleure compréhension de la mécanique sous-jacente en termes de : mécanismes au foyer, magnitudes de moment, fréquence coin, dimension de source, statistiques de Gutenberg-Richter, statistiques d'Omori, clustering temporel (loi gammas), caractérisation statistiques des forçages, des lois d'interaction/corrélation spatio-temporelles entre séismes (Loi d'Omori généralisée), des modèles de diffusivité hydraulique, le modèle des séquences de répliques de type épidémique (ETAS), ainsi qu'un test sur les différentes lois de distributions probabilistes (Weibull, Lognormal, exponentiel et gamma) afin de voir si les différentes

séquences étudiés suivent une distribution de poisson.

1.5 Paramètres de la source

Les méthodes utilisées dans les parties précédentes s'intéressent à l'espace occuper par le séisme et s'appuient sur les temps d'arrivée des différentes phases pour la détermination de l'hypocentre, sur le mécanisme au foyer pour la détermination du type de faille et sur l'évolution spatio-temporelle afin de vérifier l'interaction entre les évènements sismiques. Il existe d'autres informations dans le sismogramme, qui est l'étude du contenu spectral des ondes de volume ou des ondes de surface pour la détermination des paramètres de la source (moment sismique, rayon da la source, chute de contrainte, déplacement, etc.). A partir de certains modèles théoriques tels que les modèles rectangulaires comme [Figure 1.11. e.g. Haskell 1964, Savage et Wood 1971] et les modèles circulaires comme [Figure 1.11. e.g. Boatwright 1980, Brune 1970, Hanks et Wyss 1972, Madariaga 1977, Randall 1973], il est possible de calculer la radiation de la source en champ lointain et de comparer les spectres théoriques avec les spectres expérimentaux calculés à partir des signaux sismiques (Figure 1.14).

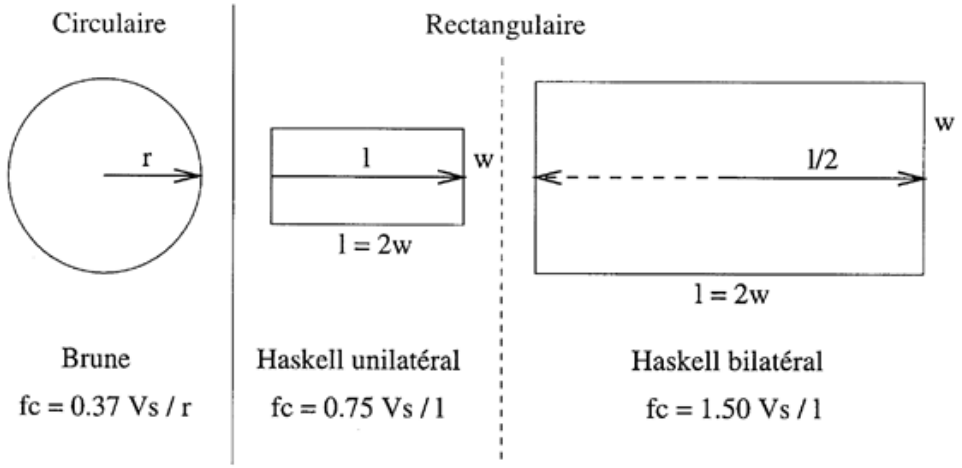


FIGURE 1.11 – Schématisation du modèle circulaire type Brune et des deux modèles rectangulaires type Haskell. Les relations utilisées, liant la fréquence coin à la longueur caractéristique des sources, sont indiquées.

Un séisme est un processus transitoire où l'énergie accumulée par la déformation tectonique est relâchée soudainement à travers la rupture d'une faille. Une partie importante de

cette énergie se dissipe sous forme de chaleur ou en l'endommagement des roches dans la zone de faille. La partie restante est rayonnée sous forme d'ondes élastiques. Pour la plupart des séismes, on peut montrer que la déformation élastique associée est équivalente à l'action d'un double-couple de forces de directions opposées et perpendiculaires (Figure 1.12). Le moment de chacun de ces couples est appelée moment sismique.

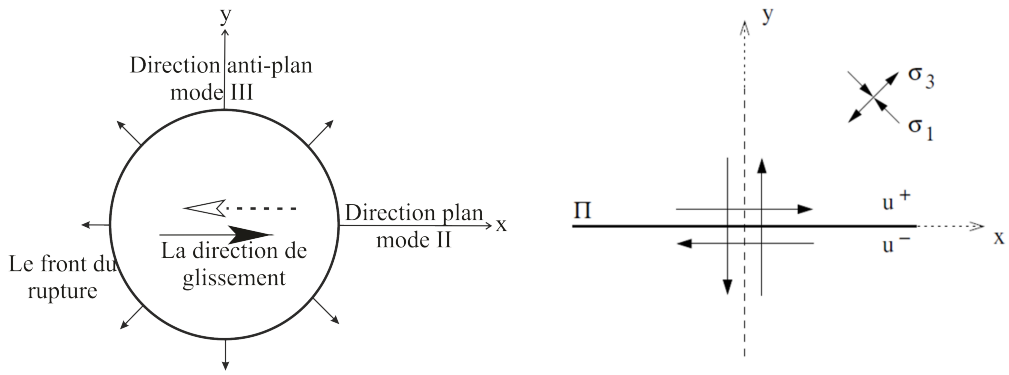


FIGURE 1.12 – Double couple de forces appliqué sur un plan de faille (π), se trouvant dans le plan (x, z). Un pulse de contrainte initie le déplacement u, de direction opposée de part et d'autre de la faille, ce qui provoque un cisaillement. La représentation équivalente d'une source, exprimée par les contraintes principales, σ_1 et σ_3 , est illustrée dans le coin en haut à droite. 1° couple : forces de friction, 2° couple : forces de compression/traction [Boulahia 2008].

Pour quantifier la force d'un séisme, la magnitude a été la première mesure. Elle est représentative de l'énergie rayonnée par la source sous forme d'ondes élastiques. Le concept de magnitude a été introduit par Richter [1935]. Il propose une magnitude logarithmique basée sur l'amplitude maximale de l'onde P sur un sismomètre de type Wood-Anderson. Plusieurs échelles de magnitude existent, toutes sont logarithmiques et basées soit sur la mesure de l'amplitude des ondes sismiques. On y distingue notamment une magnitude locale (M_L), une magnitude basée sur l'amplitude des ondes de surface (M_S), ou encore une magnitude basée sur les ondes de volume (m_b). Soit à partir de la durée du signal (M_d). Le concept de moment sismique est introduit par Vvedenskaya en 1956, puis détermine pour la première fois de manière empirique sur un séisme par Aki [1967]. Cette mesure est préférée à la magnitude par les sismologues car elle est directement reliée aux paramètres de la source sismique. Ce lien s'exprime par la relation présenté sur la Figure 1.13.

Kanamori et Stewart [1978] établit une nouvelle magnitude, basée directement sur le moment sismique (M_0), notée M_W. On parle alors de magnitude de moment (1.7) . Celle-ci

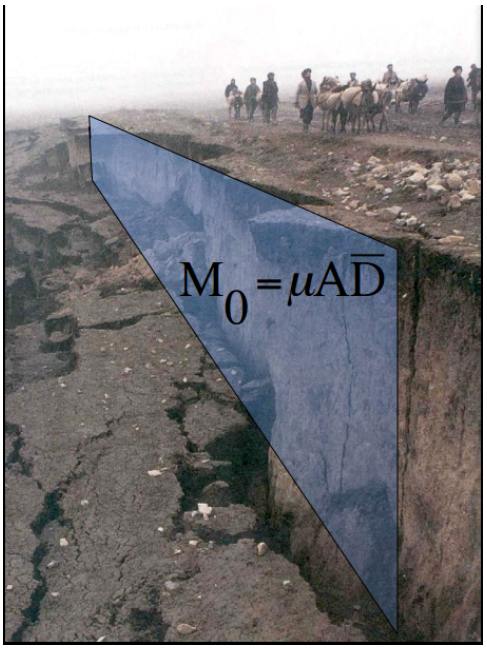


FIGURE 1.13 – Une caractérisation de l'énergie sismique à partir de la géométrie de la faille.
$M_0 = \mu.A.\overline{D}$. Où :
M_0 : moment sismique $(N.m)$;
μ : module de rigidité $(N.m^{-2})$;
A : surface de la faille (m^2) ;
$\overline{D}$: déplacement moyen sur la faille (m).

s'exprime par :

$$M_W = \left(\frac{2}{3}\right)\log(M_0) - 06.07 \quad \text{où} \quad M_0 \quad \text{est exprimée en :} \quad N.m \tag{1.7}$$

1.5.1 Méthode d'approche spectrale

La mesure directe du moment sismique (M_0) est difficile, car on n'a pas accès à la faille. Il faut trouver une approche pour mesurer à partir de l'énergie rayonnée. L'inversion des spectres d'amplitudes des ondes P et S calculés sur une fenêtre de temps, permet de déterminer le moment sismique (et donc la magnitude de moment) et d'autres paramètres des sources comme la dimension de la source, la durée de la rupture, glissement moyen et la chute de contrainte. Ces paramètres peuvent apporter des informations sur la source, complémentaires à celles fournies par le mécanisme au foyer. Cette méthode, repose sur de nombreux travaux [e.g. Aki 1967, Brune 1970, Haskell 1964, Savage et Wood 1971], qui ont permis de développer des modèles spectraux de sources sismique en double couple et par extension, des modèles de faille associés à ces sources.

Le moment sismique peut être déterminé aussi par le champ de déplacement $u(x,t)$, associé à la source sismique, enregistré par un sismomètre. Ce déplacement est étroitement lié au moment sismique et à la distance entre la source et le sismomètre, en considérant le champ statique (near-field) et le champ dynamique (far-field) (Figure 1.14a). Si on considère

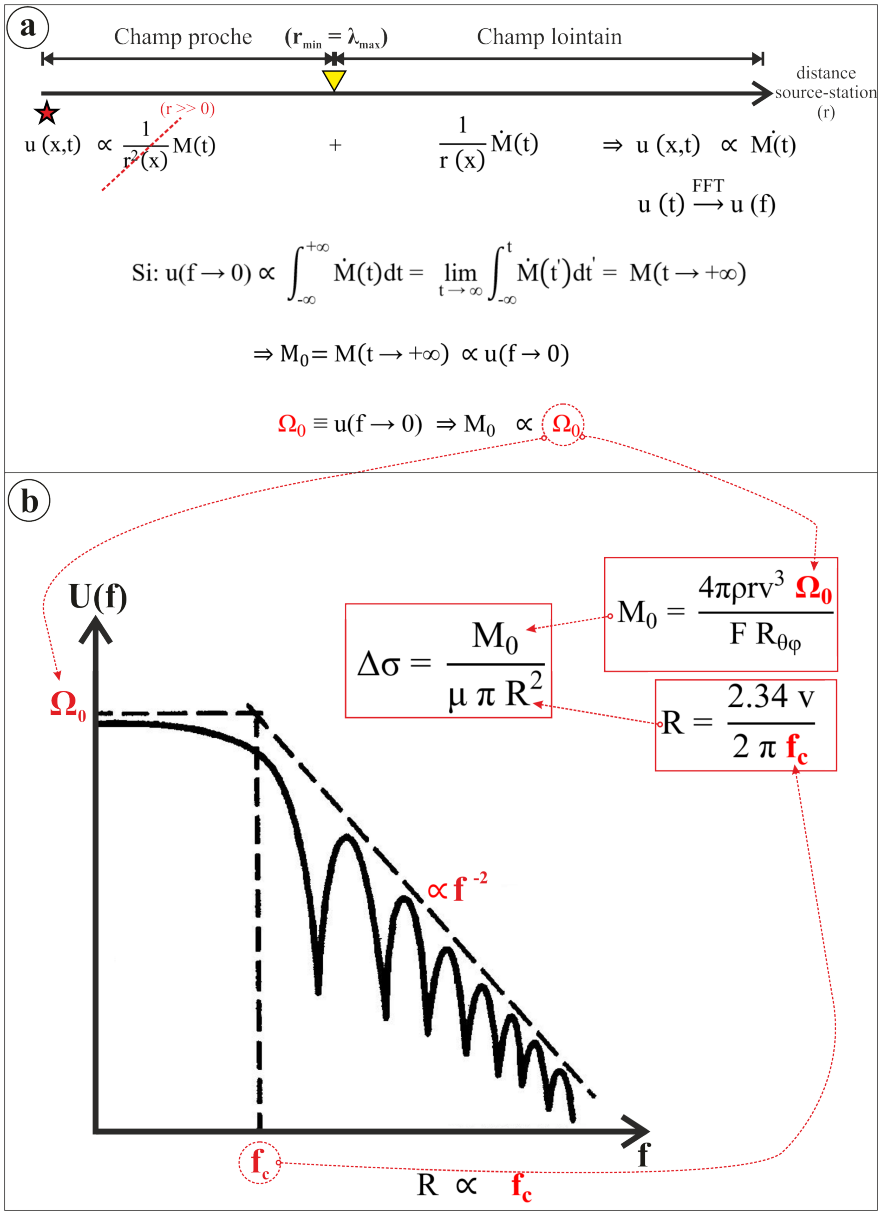


FIGURE 1.14 – (a) Approximation en champ lointain du champ de déplacement $u(x,t)$. (b) Représentation idéale du déplacement en fonction de la fréquence (spectre d'amplitude), en identifiant le déplacement quand la fréquence tend vers zéro (Ω_0), la fréquence coin (f_c), et la descente de la courbe à partir de ce point à raison de (f^2).

que la distance entre la source et le sismomètre est grande, il est possible de négliger le terme de champ statique. Pour obtenir le déplacement en fonction de la fréquence (spectre), on applique la transformée de Fourier (FFT) à $u(x,t)$. Le moment sismique est donc proportionnel à la valeur du spectre de déplacement pour (f⟶0). On appelle cette valeur Ω_0 (amplitude spectrale à basse fréquence). L'équation du moment sismique en fonction de l'amplitude

spectrale du déplacement à la fréquence zéro (Ω_0), est affichée dans la Figure 1.14b.

Le spectre de déplacement est composé d'un plateau dans les basses fréquences, et d'une partie décroissante dans les hautes fréquences (Figure 1.14b). On remarque que l'extrapolation du spectre vers les basses fréquences permet d'obtenir une estimation de Ω_0. La fréquence située à l'intersection de l'asymptote du plateau et de l'asymptote de la partie décroissante est appelée fréquence coin f_c. Cette fréquence est proportionnelle à l'inverse de la durée T de rupture de la source sismique et donc le rayon de la source (voir la relation dans la Figure 1.14b). La partie décroissante du spectre est proportionnelle à une puissance négative de la fréquence. De nombreux modèles cinématiques prédisent une valeur -2 pour la pente de décroissance de la partie haute fréquence du spectre (modèle en ω^{-2} ou f^{-2}) [e.g. Brune 1970, Haskell 1964]. La chute de contrainte sur le plan de faille est la différence moyenne entre la contrainte avant rupture et la contrainte après rupture. Elle est définie à partir du rayon de la source et du moment scalaire, en utilisant la solution statique circulaire d'Eshelby [1957] représentée dans la Figure 1.14

1.5.2 Méthode de la fonction de Green empirique

La méthode de la fonction de Green empirique, initialement donnée par Hartzell [1978], a été utilisée dans de nombreuses études pour calculer les paramètres de la source des séismes [e.g. Domański et Gibowicz 2008, Frankel et Clayton 1986, Frankel et Kanamori 1983, Hough et Jones 1997, Hutchings et Wu 1990, Li et Thurber 1988, Mueller 1985]. Dans cette méthode, les formes d'onde des petits séismes sont approximées par des sources ponctuelles dans le temps et l'espace et représentent la réponse impulsionnelle du chemin entre la source et le récepteur. Le plus petit événement est supposé avoir une fréquence de coin qui est plus élevée que la bande de fréquence d'intérêt, de sorte qu'il y a peu de contribution de la source au spectre de fréquence, et sa forme d'onde peut être considérée comme une réponse impulsionnelle du chemin, du site et de l'instrument.

Pour utiliser cette méthode, nous avons besoin de deux séismes avec approximativement le même hypocentre, enregistrés à la même station et avec des formes d'onde similaires (très bonne cohérence de forme d'onde) et des différences de magnitude d'au moins un ordre. Nous supposons que le sismogramme du plus petit séisme représente un EGF (Empirical Green Function) qui peut être utilisé pour déterminer les caractéristiques du plus grand choc. Le développement mathématique suivant aide à illustrer l'idée. Un sismogramme de séisme, $U(t)$, est la convolution du rayonnement de la source du séisme, $S(t)$, avec les effets de propagation combinés, $P(t)$, le long du trajet, et enfin la réponse de l'instrument, $I(t)$.

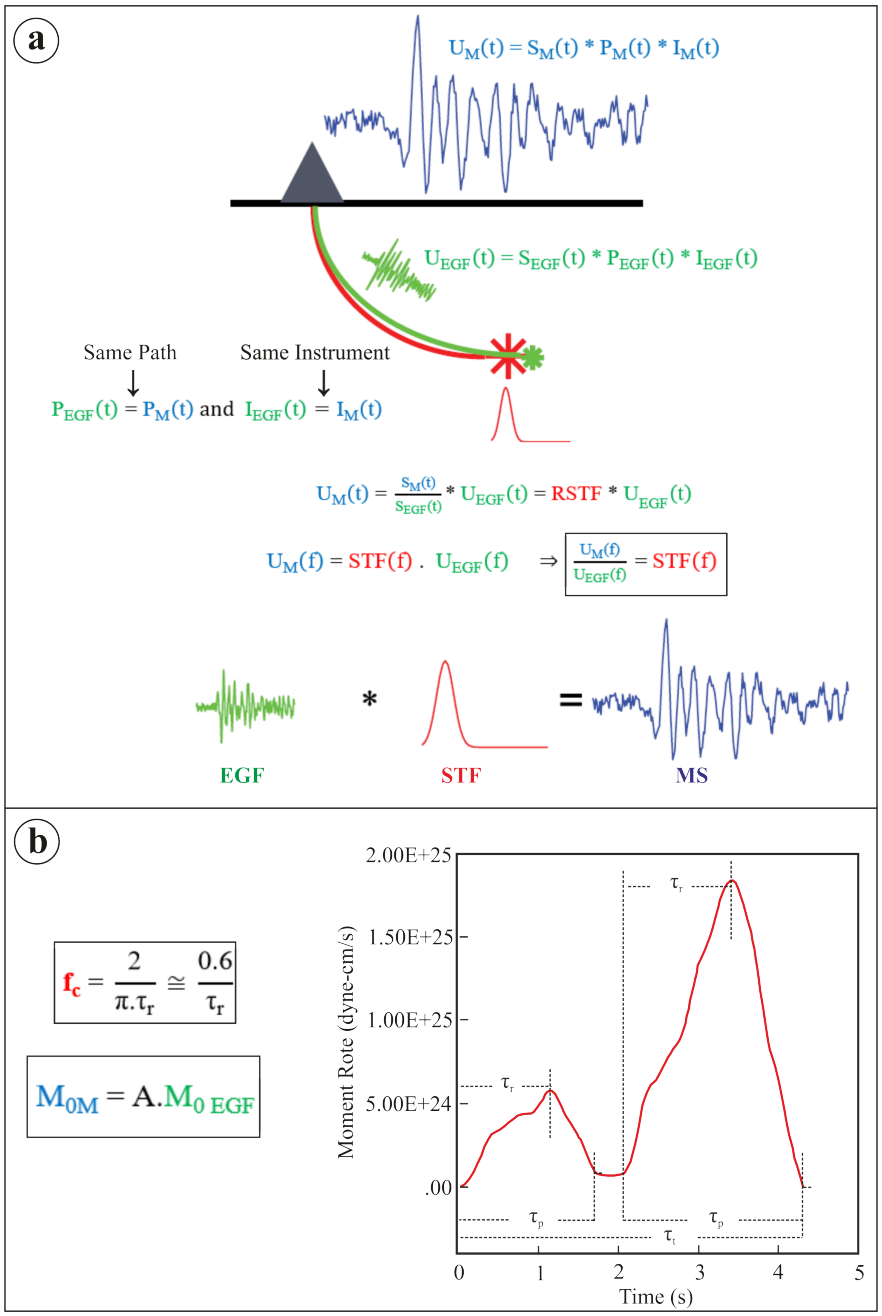


FIGURE 1.15 – (a) Une illustration de la méthode la fonction de Green empirique (EGF). Deux séismes ont des emplacements hypocentres similaires, sont de magnitude différente et sont enregistrés par la même station. La forme d'onde enregistrée pour le choc principal MS ou M est équivalente à une fonction source-temps STF convoluée avec la plus petite forme d'onde du séisme EGF. (b) Un exemple de trois mesures de la durée de source d'un séisme. M_{0M} est le moment sismique du grand événement (MS), et M_{0EGF} est le moment sismique de l'événement EGF, et A est la zone sous le RSTF.

Si nous utilisons l'indice (M) et (EGF) pour désigner respectivement le choc principal et le petit séisme, nous pouvons écrire $U_M(t)$ et $U_{EGF}(t)$ comme ils sont mentionnés dans la Figure 1.15a. Si nous considérons que les effets de propagation et la réponse instrumentale du choc principal et de l'EGF sont identiques. Nous supposons également que la source du séisme EGF est une source ponctuelle dans le temps et, par conséquent, S_{EGF} est une valeur scalaire plutôt qu'une fonction du temps. Plusieurs études ont confirmé cette approximation pour les événements EGF lorsque le choc principal est au moins une unité de magnitude plus grande que l'événement EGF [e.g. Frankel et Kanamori 1983, Hutchings et Wu 1990]. On peut donc écrire $U_{EGF}(t)$ en fonction de RSTF et $U_M(t)$ (voir la Figure 1.15a) d'où RSTF (Relative Source Time Function) est la fonction de temps source relative. En passant au domaine de Fourier où la convolution est devenue une simple multiplication et l'inversion une simple division spectrale on obtient la formule encadrée dans la Figure 1.15a.

La technique EGF a différentes méthodes pour estimer les paramètres de la source. Bien que toutes les méthodes EGF partagent les mêmes principes de base, il existe des variations dans la façon dont la méthode est appliquée. Il peut être appliqué dans le domaine fréquentiel, le domaine temporel ou les deux, en utilisant des ondes directes, de surface ou coda. Dans le domaine fréquentiel, nous calculons les spectres complexes des grands séismes et des séismes EGF, dans une fenêtre où le SNR est bon pour les deux événements. Après cela, une division spectrale complexe est effectuée pour obtenir un rapport spectral. Dans cette méthode, il n'est pas nécessaire de corriger les spectres pour les réponses du trajet et de l'instrument comme indiqué précédemment.

Théoriquement, la forme attendue du RSTF est de forme triangulaire. Trois mesures de la durée de source d'un séisme ont été mentionnées dans différentes études, la durée totale de rupture (τ_t), la durée d'impulsion de chaque sous-événement d'un séisme complexe (τ_p) et le temps de montée (τ_r) (Figure 1.15b). Par définition, le temps de montée est le temps qu'il faut à la dislocation pour atteindre sa valeur statique, et la durée totale (temps de rupture) est la durée du processus de rupture. Le temps de montée et la fréquence coin sont inversement proportionnels l'un à l'autre (voir la Figure 1.15b).

A partir de cette formule, des fréquences de coin et une dimension de source plus fiables peuvent être récupérées. Lorsque nous utilisons la forme de la fonction de temps source, le moment sismique M_0 des événements les plus importants est calculé comme indique dans la Figure 1.15b.

1.6 Conclusion

A travers les différentes définitions et développements de concepts détaillés dans le présent chapitre, la caractérisation adéquate d'une source sismique est basée essentiellement sur la précision dans localisation du choc principal et les répliques, permettant une reconnaissance de la faille responsable en plusieurs kilomètres de profondeurs, combiner bien sûr à des investigations géodésiques et géologiques.

L'utilisation de nouvelles techniques dans le domaine relocalisation enrichie la connaissance sismologique, recommandée d'être appliquée sur la sismicité produite en Algérie, afin de compenser l'absence de caractérisation géophysique et géologiques surtout pour les failles aveugles.

Chapitre 2

Présentation des séquences sismiques récentes de la période 2010-2021 dans la région Nord-Est Algérienne

2.1 Introduction

La convergence des plaques africaine et eurasienne dans le domaine maghrébin entraîne une émergence continue de séismes de magnitude faible à modérée [Udias et Buforn 1994] avec quelques séismes forts ($6 \leq M_w \leq 6.9$) à majeurs ($7 \leq M_w \leq 7.9$) : par exemple, El-Asnam (Algérie) en 1980 (M_w=7.3) et Boumerdes 2003 (M_w= 6.8) [e.g. Ayadi *et al.* 2008, Meghraoui *et al.* 2004, Ouyed *et al.* 1981, Philip et Meghraoui 1983, Yelles *et al.* 2004]. Dans l'Est de l'Algérie, l'activité sismique est généralement dans l'Atlas Tellien, elle est plutôt faible à modérée mais intense, puisque 2/3 se produisent dans la partie orientale. Principalement, elle est liée aux failles de décrochement [e.g. Abacha 2015, Bougrine *et al.* 2019, Buforn *et al.* 2004, Harbi *et al.* 2003, Pondrelli 2012].

En raison de la décénnie difficile qu'a connue notre pays dans les années 1990, la recherche en sismologie a pris un retard important se contentant souvent de descriptifs des événements se produisant. Le redéploiement du réseau national analogique de surveillance à partir de 1998 par la nouvelle Direction du Centre, la mise en place d'un réseau sismologique numérique de haute performance à partir de 2007 [Yelles-Chaouche *et al.* 2013], l'acquisition par le CRAAG de plusieurs stations numériques mobiles ont été un tournant majeur dans l'évolution des études sismologiques dans notre pays. L'activité très intense de magnitude modérée dans l'Est Algérien ces dernières années avec des séquences à : Msila ; Bejaia, Sétif,

Skikda, Mila, Jijel, et Guelma ont connu la mobilisation rapide des équipes pour enregistrer l'activité des répliques en fournissant un jeu de données de qualités.

Nous attelons dans les sections suivantes à présenter les principaux séquences sismiques des dix dernières années dans l'Est Algérien et qui seront analysé plus profondément dans les chapitres suivants.

2.2 Sismotectonique des zones sismogènes du Nord-Est Algérien

Le Nord-Est de l'Algérie a connu différentes phases tectoniques au cours de l'orogenèse alpine. En effet, d'importantes phases de raccourcissement NW–SE à NNW–SSE ont affecté la partie septentrionale de la région Maghrébine (la région des Maghrébides) en raison de la convergence transpressionnelle à la frontière de la plaque Eurasie–Nubie [e.g. Benaouali-Mebarek *et al.* 2006, Bracène et Frizon de Lamotte 2002, Meghraoui 1988, Pondrelli 2012, Serpelloni *et al.* 2007, Villa 1980]. Cela a eu comme conséquence, la genèse de formations et structures géologiques tels que plis failles, plis-failles qui ont apparu parfois en surface de la croûte terrestre alors que d'autres sont restées en profondeur. A partir de l'analyse de la sismicité régionale du Nord Algérien, y compris les mécanismes aux foyers des événements les plus importants ($M \geq 5.5$; Figure 2.1), deux principales zones, tectoniquement uniformes en terme du champ de contraintes, ont été identifiées [e.g. Buforn *et al.* 2004, Serpelloni *et al.* 2007, Soumaya *et al.* 2018] : (1) une large ceinture (~100 km de large) de plis et de failles de chevauchement dans les parties ouest et centrale du nord de l'Algérie où les séismes de plus forte magnitude se sont produits, et (2) une zone de déformation relativement distribuée à l'Est qui est marquée par une activité sismique intense mais de magnitude faible à modérée (principalement associée à des failles de décrochement). Cette activité représente les deux tiers de la sismicité algérienne [Abacha 2015, Harbi *et al.* 2003]. Sur la base de données de sismicité et de champ de vitesse [Bougrine *et al.* 2019] dans la région, il est important de noter que la déformation dans le Nord-Est de l'Algérie couvre une région plus large qui s'étend de la mer Méditerranée au nord à la plate-forme saharienne au sud.

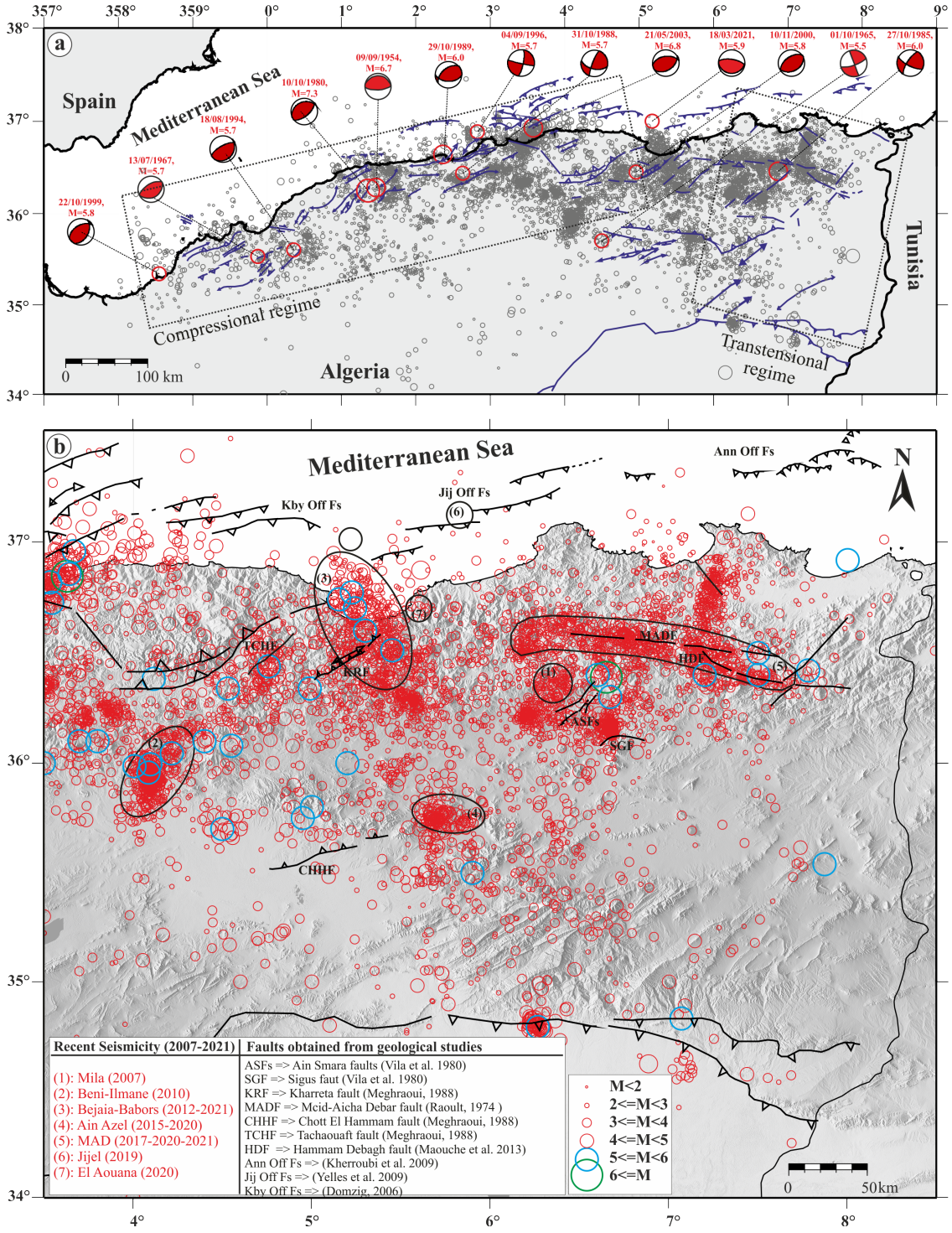


FIGURE 2.1 – (a) Carte sismotectonique du nord de l'Algérie, montrant les principales failles actives délimitées dans l'Atlas Tellien [inspiré de. Domzig 2006, Kherroubi *et al.* 2009, Meghraoui 1988, Villa 1980, Yelles-Chaouche *et al.* 2009] ainsi que les mécanismes focaux des séismes de M ≤ 5.5 (Harvard : https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html). Les cercles rouges vides représentent la sismicité de l'Algérie du Nord entre 1900 et 2020 (catalogue CRAAG). Les cadres en pointillé indique les deux régimes dominants : Transtension dans la partie Est et compression dans la partie Centre-Ouest. (b) Les ellipses noir : représentent les principaux zones sismogènes de la partie Est Algérienne.

La sismicité régionale du Nord-Est Algérien est répartie dans des zones sismogènes [Abacha 2015, Abacha et Yelles-Chaouche 2019, Hamidatou *et al.* 2021], chacune ayant des caractéristiques sismiques homogènes. Ces zones sismogènes sont constituées de bassins néogènes qui se sont formés au cours de la dernière phase extensive du Miocène (les bassins de Mila–Constantine, Guelma et Soummam), de segments de l'Atlas Tellien (les chaînes de Bibans, Babors et Hodna) et de structures le long de la marge offshore. Plusieurs structures tectoniques actives ont été identifiées au sein de ces zones sismogènes (Figure 2.1b) ; les principaux traits tectoniques de la zone d'étude sont :

— **La faille NE-SO de Kherrata :** une faille inverse de plus de 10 km de long [Rothé 1950] et de ~40 km de long selon Meghraoui [1988] dans la partie centrale de la chaîne des Babors. Probablement, elle est la source du tremblement de terre M_d = 4.7 de Kherrata du 17 février 1949 [Meghraoui 1988, Rothé 1950].

— **La faille NE – SO de Tachouaft :** une faille invers du flanc oriental du bassin de la Soummam. Cette structure est à l'origine du séisme de M_d =5.3 (M_s =5.7) de Beni Ourtilane du 10 novembre 2000 [Abacha et Yelles-Chaouche 2019, Bouhadad *et al.* 2003]).

— **La faille NE – SO de Chott El Hammam :** une structure active d'environ 30 km de long dans la chaîne de Hodna, responsable du plus grand séisme dans le bassin de Hodna, celui du 1965 à M'sila (M_d = 5.4) [Meghraoui 1988].

— **La faille NE – SO Ain Smara :** une faille de décrochement senestre de 30 km de long qui affecte le bassin de Constantine constituée de quatre segments [Ousadou *et al.* 2013]. Elle est la source du plusieurs séismes survenus dans le Nord-Est de l'Algérie au cours du dernier siècle, comme celui de Constantine au 1985 de M_d= 6.0 [Bounif *et al.* 1987].

— **La faille Mcid Aicha Debbagh (FMAD) :** une faille de décrochement dextre de plus de 80 km de long qui s'étend du massif Mcid Aicha (au nord de Mila) au massif de Debbagh (au nord de Guelma). Cette faille également appelée Faille Nord Constantinoise [Raoult 1974], sépare les domaines interne (bloc de la Petite Kabylie) et externe (unités telliennes) de l'Atlas Tellien [Bouillin 1986, Wildi 1983], et pourrait s'étendre de plus de 400 km, jusqu'à Ghardimaou en Tunisie (Faille Ghardimaou–Nord Constantinoise (GNC) ; [Bougrine *et al.* 2019]. Cette structure majeure associée à un taux de glissement de 2,4 mm / an, accommode une partie de contraction active actuelle de la frontière Nord-Est algérienne [Bougrine *et al.* 2019, Soumaya *et al.* 2018].

— **Le système de failles offshore chevauchant ~ E – W** il est situé le long du pied de la marge algérienne, s'étend dans l'est de l'Algérie sur des centaines de kilomètres de Bejaia à Annaba. Il marque la limite frontale de la frontière de la plaque Afrique-

Eurasie [Domzig 2006, Kherroubi *et al.* 2009, Yelles-Chaouche *et al.* 2009] et absorbe 1,5 mm / an de la convergence totale des plaques Afrique-Eurasie [Bougrine *et al.* 2019]. Les tremblements de terre destructeurs (I0 = X) de Djidjelli (actuellement Jijel) du 21 au 22 août 1856 [Benhallou 1985] ont été générés par la rupture simultanée de trois failles le long de la partie ouest de ce système de failles offshore [Yelles-Chaouche *et al.* 2009] générant un tsunami modéré. Ainsi que, le dernier séisme qui a frappé le Golfe de Béjaia le 18 mars 2021 avec une magnitude M_d=5.9 qui montre également une déformation active récente de la marge algérienne.

— **Le système de failles de la flexure sud Atlasique WNW – ESE :** représente une limite majeure entre la chaîne des Aurès et le domaine saharien [Aissaoui 1986]. Certains séismes historiques comme celui de Biskra de 1869 (I0 = VIII – IX ; [Harbi 2001, Rothé 1950], et des événements plus récents tels que le séisme d'El Oued en 2007 [Abacha 2015] et le séisme de Biskara en 2016 (M_d= 5.1) [Yelles-Chaouche *et al.* 2017] sont signalés le long de ce système de failles. Bougrine *et al.* [2019] ont estimé un taux de déformation à 1,5 mm / an le long de ce système de failles, plus connus comme la faille E-W Gafsa (Tunisie) où le système de failles Sud Atlasiqueen Algérie.

Cette étude fournit de nouvelles informations sur la sismotectonique du Nord-Est Algérien en intégrant les données de l'activité sismique des 10 dernières années (2010-2021), qui ont été enregistrées par le réseau sismologique numérique Algérien permanent (ADSN) et des stations portables temporaires. Il s'agit d'employer des méthodes d'investigations plus préciss en exploitant des données de qualités pour révéler plus de détail sur les zones sismogènes délimitées dans des études précédentes [Abacha 2015, Harbi *et al.* 2003]. Dans la section suivante, nous présentons les séquences sismiques majeures des différentes zones sismogènes.

2.3 Zone Bibans-Hodna

Au cours des 10 dernières années, cette zone a été marquée par la survenue de deux séquences sismiques importante, celle de Béni-Ilmane (2010) et d'Ain Azel (2015 et 2020) (Figure 2.2).

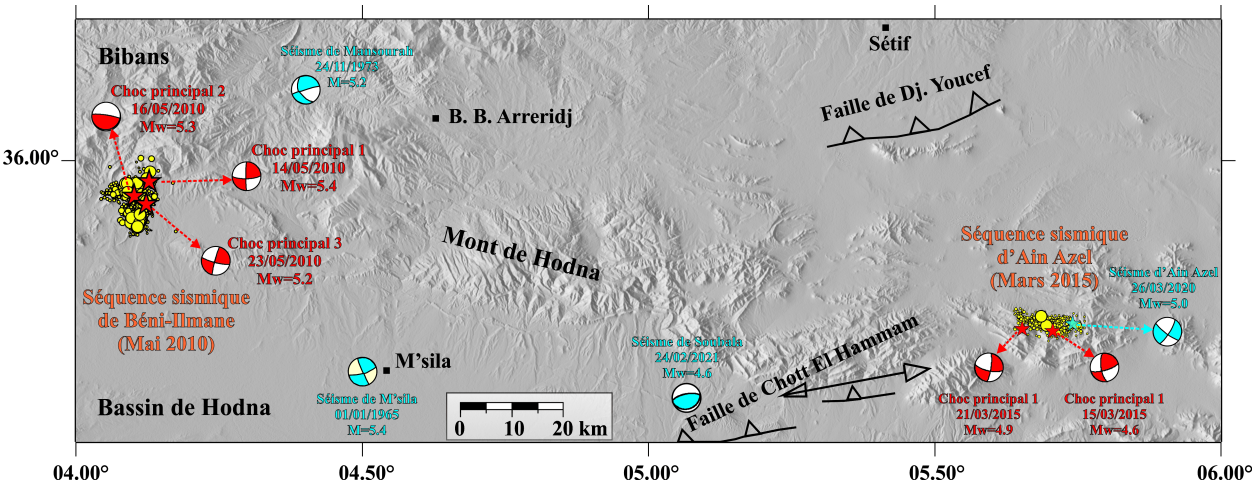


FIGURE 2.2 – Les différents évènements sismiques enregistrés dans la zone Bibans-Hodna, notamment les séquences sismiques de Béni-Ilmnae en 2010 et Ain Azel en 2015

2.3.1 La séquence sismique de Béni-Ilmane (Mai 2010)

La séquence de Béni-Ilmane a fourni l'occasion de faire progresser la compréhension de la sismicité de la région de Beni–Ilmane selon la sismologie moderne depuis le séisme historique de 1960 [Benhallou 1985, Benouar 1994]. Elle a démontré que le risque sismique est élevé dans ce front de déformation sud de l'Atlas Tellien avant d'atteindre la région des Hauts Plateaux, où la topographie est relativement plate et l'activité sismique est inférieure à celle de la région du Tell.

Cette séquence a été marquée par la survenue de trois chocs modérés successifs de 5.0 $\leq M_d \leq$ 5.2 sur au moins deux failles principales, qui ont généré un nombre important de répliques (environ 25 000 uniquement dans la première semaine). La première faille principale est une faille de décrochement senestre orientée NNE – SSW, dans laquelle deux chocs principaux se sont produits. La deuxième faille, orientée E – W, est une faille inverse [Yelles-Chaouche *et al.* 2014] (Figure 2.3). Ces deux failles ont été déterminées sous la base de la distribution de 1403 événements relocalisés et enregistrés en mai 2010 (les premiers 15 jours de l'activité). Ces données ont servi à une tomographie sismique des vitesses des ondes P, S, et du rapport Vp/Vs afin de contraindre les structures crustales de la région de Beni-Ilmane [Abacha *et al.* 2014]. Beldjoudi *et al.* [2016] ont utilisé le même jeu de donnée mais cette fois avec un modèle plus détaillé du système de failles (failles bleu dans la Figure 2.3 panneaux droite), ils ont attribué les trois chocs principaux à des failles bien définis. Hamdache *et al.* [2017] ont effectué une analyse statistique en terme de : la loi de Gutenberg-Richter, le

modèle stochastique (RETAS) et l'analyse fractale afin d'étudier l'évolution spatio-temporale des 1403 répliques. Finalement, et toujours avec le même jeu de donnée dont 18 évènement de $M_d \geqslant 4$, nous avons utilisé pour une analyse statistique, les paramètres de la source et les lois d'échelle (voir les deux Chapitres 6 et 5).

Il faut noter que le dépouillement de la totalité des données de cette séquence de 14 mai jusqu'au 31 août 2010 a donné 2814 évènements. Cependant, il n'a été terminé que tardivement dans ma thèse et n'a pas été employé entièrement. Pour cela, nous avons additionné un jeu de donnée de 461 évènements du 1 au 15 Juin au précédent et nous l'avons utilisé dans trois sujets de fin d'étude de Master PDG UFAS1 :

(1) ≪Étude des répliques de la séquence sismique de Béni-Ilmane de la période du 14 mai 2010 au 15 juin 2010≫ [Megague 2018] : Les résultats obtenus globalement sont similaires à celles dans Yelles-Chaouche *et al.* [2014]. Deux failles principales ont été reconnues, l'une la plus longue est principalement orientées NNE-SSO. Dans l'interprétation, cette faille est probablement composée de deux segments puisque le segment dans la terminaison au Nord est orienté presque N-S. Les mécanismes aux foyers indiquent une solution décrochante avec un pendage presque vertical. La seconde faille est orientées E-O avec des mécanismes inverses et un pendage vers le Nord. Néanmoins, une troisième faille de type inverse (un petit segment de 2 km de longueur) est signée en parallèle au sud de la deuxième faille. Le résultat nous a conforté de proposer un nouveau modèle par rapport aux études antérieures. Cela suggère que l'énergie libérée dans les événements de Beni-Ilmane a été fractionné sur plusieurs failles empêchant de se produire un grand séisme de magnitude très élevée.

(2) ≪Relocalisation et analyse spatio-temporelle des répliques de la séquence sismique de Béni-Ilmane en 2010 par identification et classification des évènements en multiplets≫ [Roubeche 2019] : dans cette étude une nouvelle méthode de relocalisation a été appliqué afin de dissiper quelques ambiguïtés dans l'identification des structures actives responsables de la nucléation de cette crise sismique. Une question lancinante se pose : combien y ont-t-ils de segments de failles ? Pour répondre à cette question, nous avons adopté et perfectionné une méthode de relocalisation fondée sur la comparaison, la classification et le regroupement des séismes dont les formes d'onde sont jugées suffisamment semblables (voir Chapitre 4).

(3) ≪Tomographie Sismique Locale dans les régions des séquences sismiques de Béni-Ilmane (2010) et de Bejaia (2012-2013)≫ [Bellal 2019] : Après l'intégration du nouveau jeu de données (composés de 1864 évènements), pour les anomalies des ondes P nous n'avons pas constaté une différence perceptible par rapport à ceux établi dans Abacha *et al.* [2014]. Afin d'interpréter les résultats, nous avons intégré pour le couples accidents tectoniques dans Beldjoudi *et al.* [2016]. Les anomalies à grande vitesse (1) et (2) (Figure 2.4, panneau supérieur

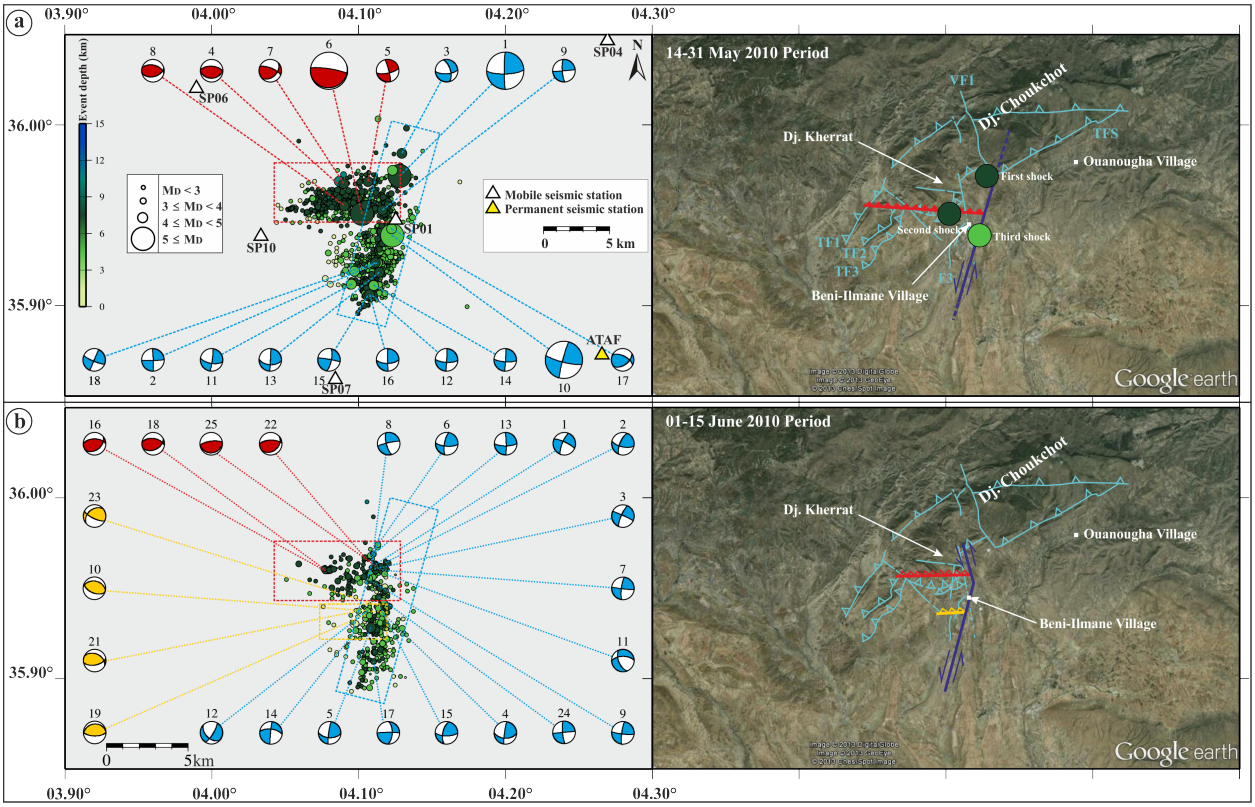


FIGURE 2.3 – (a) La séquence sismique de Beni-Ilmane de mai 2010. Distribution horizontale des 1403 événements relocalisés, avec les mécanismes aux foyers des événements de M ≤ 4 [Yelles-Chaouche *et al.* 2014] ; (b) Les 461 événements relocalisés pour la période de juin 2010. Dans les panneaux à droite ; les lignes bleu représentent les failles principales de Beldjoudi *et al.* [2016].

à gauche) représentent deux blocks rigides qui ne sont pas déformés par la contrainte régionale, ce sont les structures de Dj. Chakchout et Dj. Dira, respectivement. Ces deux anomalies amorcent leurs disparitions à partir de la profondeur 7 km, probablement, la limite des racines des deux montagnes a été atteinte. L'anomalie à faible vitesse (3) coïncide parfaitement avec le synclinal de Béni-Ilmane qui est associé à une faille inverse (F1 ou TFS dans la Figure 2.3 panneaux droit) chevauchant le long du pied de Dj Chakchout. L'anomalie à faible vitesse (4) qui sépare les deux montagnes Dj. Chakchout et Dj. Dira est associée aussi à une faille verticale orientée NO-SE.

Contrairement, aux anomalies des ondes P, les anomalies des ondes S ont révélé une nouvelle information très importante. En effet, l'anomalie à faible vitesse de la partie centrale interprétée probablement comme étant un réservoir d'hydrocarbures dans Abacha *et al.* [2014] a été exacerbé dans cette étude qui montreune anomalie à faible vitesse encore plus

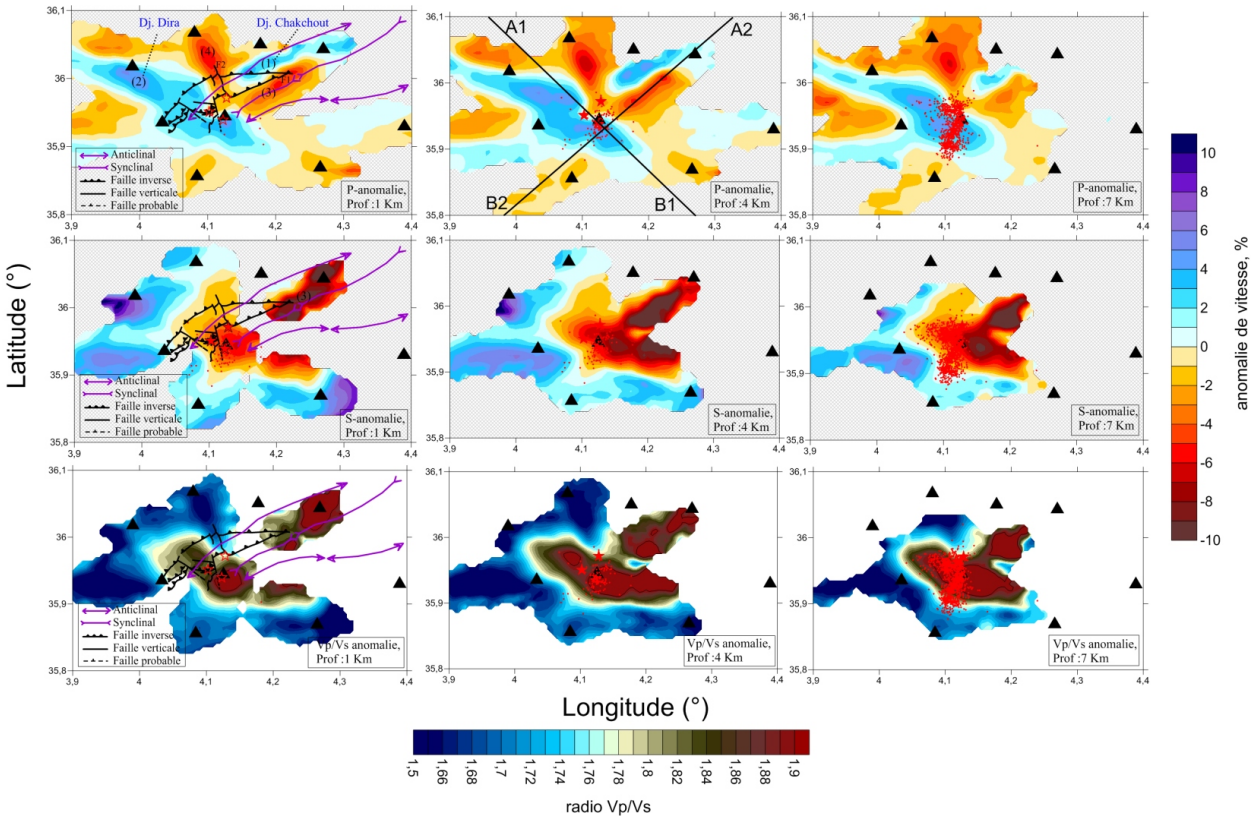


FIGURE 2.4 – Anomalies des ondes P, S et rapport Vp/Vs dans les sections horizontales à 1, 4 et 7 km de profondeuravec les valeurs correspondantes des vitesses de référence absolues. Les points noirs représentent les répliques. Les lignes noires représentent les failles principales mentionnées dans le modèle de [Beldjoudi *et al.* 2016]. Les triangles noirs sont les stations sismologiques. Les étoiles rouges sont les épicentres des trois chocs principaux.

importante (5) (Figure 2.4,panneau centralà gauche) le long du synclinal de Béni-Ilmnae. Rappelant que cette anomalie représente la faille inverse(TFS=F1) reportée dans le modèle de Beldjoudi *et al.* [2016]. L'interprétation de cette anomalie vu le rapport Vp/Vs élevé ~1.90 consiste à un contenu de fluide très élevé, l'hypothèse dans Abacha *et al.* [2014] d'une probable migration du fluide vers la surface s'est confirmé dans cette étude en précisant le mécanisme ; suite au mouvement de la faille F1 l'anomalie (5) a été alimenté à partir du réservoir central par le biais de cette faille qui semble lui être connecté autour de 4km de profondeur. La migration du fluide a suivi la direction NE-SO le long de la faille inverse F1. Il reste a corroboré cette trouvaille par des investigations géophysiques.

2.3.2 La séquence sismique d'Ain Azel (Mars 2015 et Mars 2020)

La séquence sismique d'Ain Azel en 2015 s'est produite dans la partie Sud-Est du mont d'El-Hodna, l'une des principales unités géologiques de l'Atlas Tellien, le long du même front WNW-ESE qui a produit la séquence sismique de Beni-Ilmane de 2010 dans la partie Nord-Ouest du mont Figure 2.2. Nous avons analysé cette séquence dans le cadre d'un mémoire de master de Rahmani [2019] intitulé : ≪Étude de la séquence sismique d'Ain-Azel en Mars 2015 : Analyse des répliques, analyse statistique, champ de contrainte et paramètres de la source≫. La séquence a été marquée par l'occurrence de deux chocs principaux : le 15 mars 2015 d'une magnitude M_d= 4.5 et le 21 mars 2015 d'une M_d=4.8. Elle a également manifesté un nombre considérable de répliques et des précurseurs qui ont débutés en janvier 2015 (2.0 $\leq$ M_d $\leq$ 3.3). La localisation des répliques, l'analyse spectrale, et la distribution statistique sont étalés sur les Chapitres 4, 5 et 6, respectivement, de la présente thèse.

Il est à noter également qu'un séisme de magnitude 5 a frappé la région le 26 mars 2020 à 10km à l'Est de celui de 2015 (Figure 2.2). Malheureusement, la pandémie mondiale du coronavirus (covid-19) a empêché l'installation d'un réseau portable pour la surveillance de l'activité des répliques, l'étude donc du séisme se fera uniquement via le réseau permanent. La question qui se pose : quelle est la relation entre ces deux évènements en terme de transfert de contrainte ? Récemment aussi, un séisme de magnitude M_d = 4.6 (CRAAG) s'est produit le 24 février 2021 entre les régions de Beni-Ilmane et Ain Azel (Figure 2.2) démontrant, en outre, la nature active de la limite sud de l'Atlas Tellien.

2.4 Zone de la Petite Kabylie-Babors

Dans cette zone, la sismicité s'est produite autour du bloc de la Petite Kabylie, qui constitue l'une des zones disloquées de la marge européenne en l'occurrence : les microplaques d'Alboran, Kabylie, Péloritan, et Calabre (AlKaPeCa) [Bouillin 1986] (Figure 2.5). Arrimé au continent Africain, il agit dorénavant comme un bloc compact. Attester par (1) la rigidité du bloc est due aux formations des roches magmatiques et métamorphiques de contact [Durand-Delga 1969] ; (2) la déficience de la sismicité à l'intérieur du bloc ; et (3) la répartition de la déformation active et la sismicité autour du bloc sur des failles actives majeures.

2.4.1 La limite Nord du bloc de la Petite Kabylie (la marge Est algérienne)

Pendant des années, le manque d'investigation marine et le déficit de couverture en stations sismologiques ont provoqué une pénurie d'informations sur les structures tectoniques et la sismicité le long de la marge algérienne, y compris la partie orientale. Un problème remédié récemment à travers plusieurs projets marins, **MARADJA** 1 (2003), **MARADJA2/SAMRA** (2005) et **SPIRAL** (Sismique Profonde de la Région Algérienne en 2009). Ces investigations ont cartographié les principales structures géologiques de la marge Algérienne [Bouyahiaoui *et al.* 2015, Domzig 2006, Kherroubi *et al.* 2009, Medaouri *et al.* 2014, Mihoubi *et al.* 2014]. Historiquement l'évènement du 21 aout 1856, reste l'un des plus forts séismes jamais ressenti sur les côtes d'Afrique du Nord qui a ruiné la presque totalité de la ville de Djidjelli (aujourd'hui Jijel).

Depuis le séisme de Djidjelli en 1856 la sismicité dans la marge de Jijel était relativement calme. Cependant, deux événements récents de $M_d \geqslant 4.1$ procurent les premiers indicateurs d'une activité sismique de la période instrumentale. Le premier évènement du 25 mars 2014 avec un M_d 4.1 est situé à 20 km au Nord-Ouest de la ville de Jijel et le second du 13 juillet 2019 avec un M_d 4.9 est situé à 40 km au Nord de la ville de Jijel (Figure 2.5b). Les deux événements sont générés par deux segments de failles inverses orientées ~E-W appartenant au système des failles inverses en mer (FOJ, Figure 2.5b) cartographiées par les compagnes **MARADJA**. Nous avons publié les détails de l'analyse de ces deux évènements dans Yelles-Chaouche *et al.* [2021] (voir l'Annexe D). Le processus de déformation dans cette zone reste un sujet de débat, quoique des nouvelles preuves de la réactivation tectonique contractionnelle ont été détectées dans la marge Algérienne la plus orientale, ce jeune système tectonique soutient l'hypothèse d'un début de subduction de la lithosphère océanique du Néogène dans le contexte de la convergence Afrique-Eurasie [Hamai *et al.* 2018, Kherroubi *et al.* 2009].

2.4.2 La Limite Sud du bloc de la Petite Kabylie (le long de la faille MAD).

Dans cette zone, la sismicité est répartie le long de la faille MAD. Elle est marquée par une microsismicité intense avec des séismes modérés sans toutefois enregistrée des évènements destructeurs, en dépit de sa longueur importante ~100 km [Raoult 1974] et son taux de déformation de 2.5mm/an [Bougrine *et al.* 2019]. Abacha [2015] a relevé un b-value de Gutenberg-Richter élevé qui entraine la diminution de la contrainte normale effective

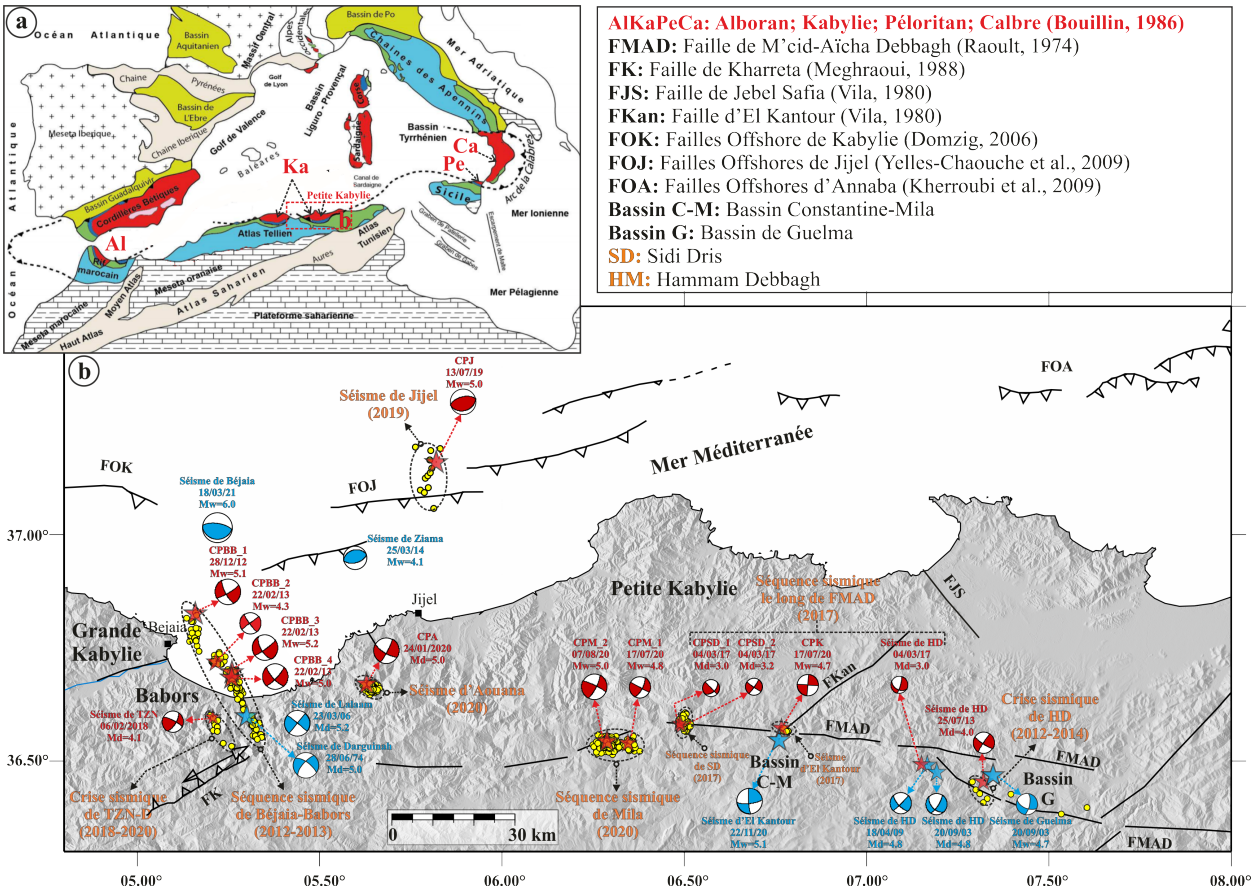


FIGURE 2.5 – (a) Chaîne alpine autour du bassin ouest-méditerranéen - zones internes, externes et le prisme AlKaPeCa (modifiée d'après [Medaouri *et al.* 2014]). (b) Sismicité récente (2012-2021) autour du bloc de la Petite Kabylie y compris les mécanismes aux foyers des chocs principaux de chaque séquence.

dans Bendjama *et al.* [2021] (voir Annexe D), nous l'avons expliqué par la nature segmentée de la faille.

Plusieurs séquences récentes ont été rapporté le long de la faille MAD, la première séquence de 143 microséismesqui culmine par un M_d = 4.7 dans la zone d'El-Kantour, s'est déroulé du 4 au 16 Mars 2017 avec 74 % de l'activité sismique qui s'est produite au cours des deux premiers jours.Trois régions distinctes ont été mis en contribution ; A l'Est de MAD un segment de faille orienté NO-SE dans la région Hammam Debbagh, au centre de MAD un segment orienté N110E qui généré aussi le M_d= 4.7 dans la région d'El-Kantour, à l'Ouest de MAD un segment transversal orienté NNE-SSO coupe localement la faille MAD dans la région de Sidi-Dris (Figure 2.5b), nous avons publié cette étude dans Bendjama *et al.* [2021] (voir l'Annexe D).

La deuxième nouvelle séquence sismique associant deux chocs principaux s'est produite récemment le long de l'extrémité Ouest de la faille MAD, près du barrage de Beni–Haroun, qui consiste en un événement de M_d 4.5 à 08 :12 UTC le 17 juillet 2020 et un événement M_d 4.9 à 06 :15 UTC le 7 août 2020, ce dernier a causé un miga-glissement de terrain qui a conduit la destruction d'environ 100 habitations (Figure 2.5b). D'après les résultats préliminaires la séquence semble se limiter à deux segments de faille de décrochement dextre orientés ESE–ONO qui ont la même orientation générale que la faille MAD (voir Section 4.8.8). La troisième séquence est survenu le 22 novembre 2020 à 3h53 UTC, un séisme modéré de M_d 5.2 a frappé la région d'El Kantour très proche de celui de 2017 (Figure 2.5b) (voir Section 4.8.9). Dans le bassin de Guelma la partie Est de la faille MAD, un séisme de M_d 4.8 s'est produit le 01 avril 2021.

2.4.3 La limite Ouest du bloc de la Petite Kabylie (zone des Babors)

Plusieurs études antérieures ont lié des événements sismiques localisés dans les Babors à l'activité de la faille inverse de Kherrata (FC, Figure 2.5b) [Beldjoudi *et al.* 2009, Bouhadad *et al.* 2003, Harbi *et al.* 1999, Meghraoui 1988, Rothé 1950, Yelles-Chaouche *et al.* 2006]. Cependant, le séisme de Darguinah 1974, le séisme de Lâalam 2006, les séquences sismiques de Béjaïa-Babors 2012-2013 et la séquence de Tizi-N-Berber 2018-2020 (Figure 2.5b) montrent tous un mécanisme dextre de décrochement, ajouté au regroupement de la sismicité dans cette zone orientée NO-SE (Figure 2.1) prélude l'existence d'une structure majeure de décrochement orientée NO-SE perpendiculaire à la faille de Kherrata, après l'avènement du réseau numérique depuis 2007 c'est-à-dire des localisations plus précises toute l'activité sismique dans la zone suit l'orientation NO-SE.

Le séisme de Laalam (M_d 5.6 ; Imax = VII : CRAAG et M_w 5.2 : Harvard) s'est produit à 19 :44 UTC le 20 mars 2006. Dans Beldjoudi *et al.* [2009] il a été attribué à un glissement N–S le long d'un segment décrochement sinistre. Par contre, la révision récente effectuée par Abbes *et al.* [2019] a attribué ce séisme à une faille de décrochement dextre orientée NNO – SSE nominée dans cette étude la faille de Lalaam (FL).

Les séquences Bejaia–Babors sont constituées de trois sous-séquences : la première a débutée le 28 novembre 2012, avec un choc principal M_d 5.1 ; la deuxième a commencée le 22 février 2013, avec un choc principal M_d 4.3 ; et la troisième a été marquée par deux chocs principaux de M_d 5.3 le 19 mai 2013 et de M_d 5.0 le 26 mai 2013 (Figure 2.5b). L'étude détaillée de cette séquence a été publiée dans Boulahia *et al.* [2021] (voir l'Annexe D), qui a démontré que ces évènement sont été produit par une faille de décrochement dextre, presque

verticale, orientée NO–SE, elle s'étend de l'intérieur de la chaîne des Babors jusqu'au golfe de Bejaia sur environ 35 km de longueur, nominée dans l'étude la faille transversale des Babors (BTF) et composée de quatre segments arrangés en échelon.

Dans la même étude précédente, un cluster de 11 événements ($M_d \geq 3{,}0$) a été enregistré entre 2018 et 2020 (Figure 2.5b). Il a été localisé à 10 km à l'ouest du BTF, lui aussi, causé par une faille décrochante dextre orientée NO-SE nommée la faille de Tizi N'Berber-Darguinah (TZNB-DF ou TDF). L'ensemble des failles disposées en échelon, à savoir la BTF, la TDF et la LF, forme un système de failles qui agit comme une zone de transfert entre la faille de chevauchement offshore (FOK, Figure 2.5a) et la faille décrochante GNC=MAD, elle accueille la déformation et la transmet de la marge à l'intérieur du continent sur la faille majeure MAD. Tectoniquement, cette zone de transfert sépare les deux blocs de Petite et Grande Kabylie.

Dans le même couloir de décrochement à la limite Ouest du bloc de la petite Kabylie, un événement de M_d 4.9 s'est produit le 24 janvier 2020 est survenu près du village d'El Aouana à 10 km au Sud-Ouest de la ville de Jijel (Figure 2.5b). Les analyses préliminaires montrent également un segment de faille de décrochement dextre orientée NO-SE appartenant à la même zone de transfert (voir Section 4.8.7).

L'événement le plus fort jamais enregistré dans la région a secoué la ville de Bejaia le 18 mars 2021 de M_d (CRAAG), le séisme s'est produit au large à 18 km au Nord-Est de la ville de Bejaia (Figure 2.5b). Le mécanisme focal du choc principal (voir Tableau 4.2 et les Figures en Annexe C) est associé à la rupture d'une faille de chevauchement E-O qui relie le BTF dans sa terminaison NO. Cet événement, comme celui de Jijel 2019, atteste d'une déformation active le long de la marge orientale algérienne.

2.5 Zone Tellienne Algéroise

Bien que le champ d'application de cette thèse soit le Nord-Est de l'Algérie, notre réexamen des séquences de Hammam Melouane qui appartiennent au Centre-Nord dans le cadre du mémoire de Master de Boudraa [2021] a révélé des résultats intéressants qui nous ont poussé à les intégrer dans la thèse.

La séquence sismique de Hammam-Melouane a été repéré dans la bordure sud du Bassin de la Mitidja plus précisément dans l'Atlas Blédien. Cette zone est caractérisée par une activité sismique importante que ce soit dans la période historique ou instrumentale [Khelif 2019]. Dans la période instrumentale, le séisme destructeur de Boumerdès du 21

Mai 2003 de M_w=6.9 reste le plus fort de la région. La naissance du Réseau Numérique Algérien permanent (ADSN) à partir de 2007 qui donne une meilleur précision pour la qualité des données enregistrées distribuant dans la période 2006-2018 une activité sismique significative. Au cours de cette période de nombreuses séquences sismiques se sont produites dans la région Algéroise (Figure 2.6b) : la séquence sismique de Hammam Melouane (2013-2016) [Khelif 2019] qui contient trois subséquences : Le premier choc, de magnitude M_w=5.0, s'est produit le 17 juillet 2013 à 03h00 GMT [Yelles-Chaouche *et al.* 2017]. Suivis d'une autre subséquence dont le choc principala frappé le 23 décembre 2014 à 8h00 avec une magnitude M_w=4.7. La dernière subséquence a touché la région le 10 février 2016 avec un choc principal de magnitude M_w=4.5, le séisme d'Alger du 1 août 2014 de M_w 5.5 [Yelles-Chaouche *et al.* 2019], la séquence sismique de Mihoub qui a été marquée par l'occurrence de deux chocs principaux le 10 avril et le 15 juillet 2016 de magnitudes M_d 4.9 et M_w 5.4 respectivement [Khelif 2019], et le séisme d'Oued Djer du 02 Janvier 2018 de M_L 5.0 [Mohammedi *et al.* 2020].

La sismicité algéroise est engendrée par des failles actives ; sur terre [e.g. Boudiaf 1996, Meghraoui 1988, Yelles-Chaouche *et al.* 2006], ainsi qu'en mer (campagne MARADJA 1 et 2 (2003 et 2005), [Déverchère *et al.* 2005, Domzig 2006, Yelles-Chaouche et The MARADJA Team 2006]), la compagne SPIRAL [Yelles-Chaouche et The SPIRAL Team 2010] (les cinq profils sismiques SPIRAL sont reportés sur Figure 2.6a). Parmi les failles les plus importantes, nous citons : La faille inverse du Sahel (la bordure Nord-Ouest du bassin de Mitidja) orientée presque ~ E-W sur une distance d'environ 80 km [Meghraoui 1988]. La faille de chevauchante de la bordure Sud-Est du Bassin de Mitidja qui est orientée NE-SO sur environ 80 km de long et formée de plusieurs segments [Boudiaf 1996] ; notamment ceux de Blida, Larbâa et de Khemis el Khechna (FB, FL et FKK sur la Figure 2.6b), la séquence de Hammam Melouane, qui nous intéresse a été produite entre les deux segments FB et FL. La dernière faille importante celle de Thénia d'une orientation N120°E sur une longueur de 140 km qui montre un mouvement décrochant dextre [Boudiaf 1996]. L'analyse des répliques et l'analyse spectrale sont présentées dans les chapitres 4 et 6, respectivement.

En fin, nous avons été sollicité pour calculer les paramètres de la source de trois chocs principaux appartenant à la séquence sismique de Média 2007 en appliquant la méthode spectrale développée pendant cette thèse, l'étude détaillée de cette séquence a été publiée dans Dabouz *et al.* [2021] (voir Annexe D).

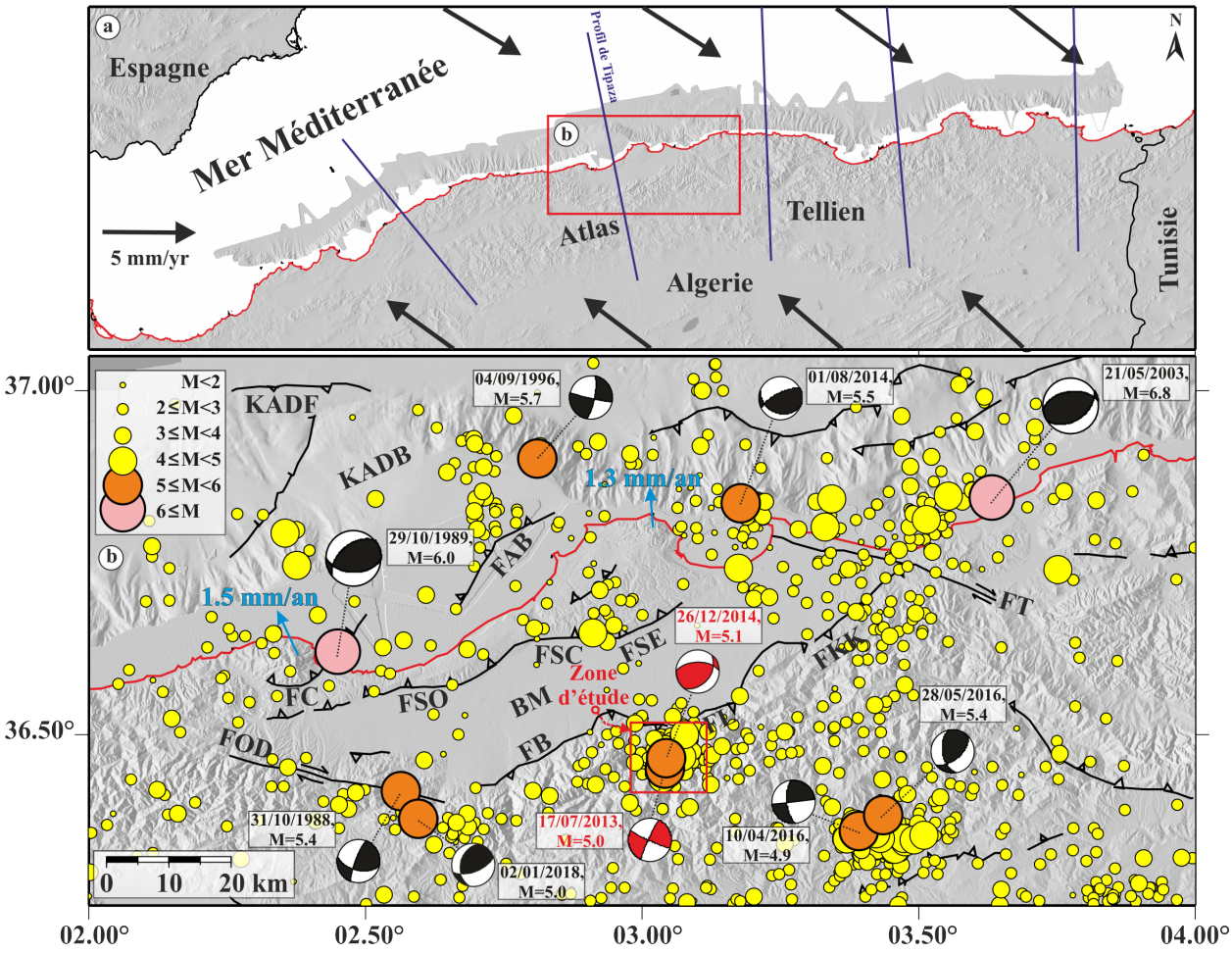


FIGURE 2.6 – (a) Les vitesses de convergence prévues de la plaque Eurasie-Afrique (flèches noires) sont simplifiées à partir de [Bougrine *et al.* 2019]. Les cinq lignes violettes indiquent l'emplacement des profils sismiques « grand angle » SPIRAL. (b) Carte sismo-tectonique de la région algéroise contenant la sismicité récente (2007-2016) enregistrées par le nouveau réseau ADSN y compris les mécanismes aux foyers des principaux séismes enregistrés durant 30 ans à partir de 1988. Les mécanismes en rouges sont liés à la séquence sismique de Hammam Melouane.

2.6 Conclusion

La présentation de différentes séquences sismiques a révélé les traits principaux de la déformation active dans la partie Est Algérienne que se soit en large où sur terre. Confirmant une distribution de la déformation sur une large zone, mais dans trois structures clefs : Le long de la marge, le long de la faille majeur Mcid-Aïcha Debbagh ; et au front de l'Atlas Saharien. La majorité des mécanismes aux foyers affichés attestent sur le régime décrochant dominant dans la partie Est.

Chapitre 3

Acquisition, préparation, et traitement des données sismologiques

3.1 Introduction

L'étude des différentes séquences sismiques de la présente thèse a exploité des données sismologiques du CRAAG provenant soit du réseau permanent ADSN (*Algerian Digital Seismic Network*), soit des différents réseaux mobiles que nous avions installé suite à l'occurrence de séismes importants, qui ont eu lieu peu avant et pendant la durée de la thèse (Beni-Ilmane 2010, Bejaia-Babors 2012-2013, Ain-Azel 2015, Mcid Aïcha-Debbagh (MAD) 2017, Jijel 2019, El Aouana 2020, Mila 2020, El Kantour 2020, Béjaia 2021 et Guelma en 2021) (Tableau 3.1).

L'une des étapes importantes de l'analyse des données sismologiques est la préparation des données, elle consiste en la construction d'une base de données exhaustive, avec des évènements non répétitif, et bien structurée. Cependant, cette étape n'ai réalisable qu'avec une connaissance approfondie des différents types de format numérique des données sismologiques ainsi que des différents équipements constituant le réseau de surveillance sismique. Une autre information cruciale à la compréhension des données enregistrées comporte le seuil de détection du réseau ADSN, une tentative d'une estimation préliminaire a été effectuée dans ce chapitre à travers l'étude du niveau de bruit à l'échelle de chaque station.

Dans ce chapitre, nous avons expliqué la chaine d'obtention de la donnée sismique préparée, depuis l'installation des stations sismologiques, à la récupération des données brutes, le prétraitement des données (corrections horaires, déconvolution, filtres, etc.), jusqu'au la structuration de la base des données prête à l'utilisation, et finalement la lecture des temps d'arrivées des ondes sismique indispensables aux analyses sismologiques.

3.2 Réseau Algérien de surveillance sismique ADSN

L'ADSN est un réseau sismologique de haute qualité mis en place par le centre de Recherche CRAAG après le séisme de Boumerdès en Mai 2003. Il est composé de plusieurs stations réparties sur l'ensemble du territoire Nord Algérien, plus précisément la région tellienne qui subit depuis la Cénozoique une déformation lente et des séismes traduisant la convergence des deux plaques Africaine et Eurasienne. Actuellement, il est composé de 77 stations sismologiques (dont 20 large-bande, 02 très-large-bande, et 55 de courte-période), sachant que 20 sismomètres cohabitent aussi avec des accéléromètres (Figure 3.1). Tous les stations transmettent les signaux enregistrés en temps réel via des plateformes de transmission différentes (GSM, VSAT, et ADSL) vers l'unité de stockage et de traitement au CRAAG à Bouzaréah [Yelles-Chaouche *et al.* 2013]. Le traitement des données reçues se fait automatiquement et manuellement par des logiciels spécialisés comme *Antelope* de *Kinemetrics*, et *SeisComp*.

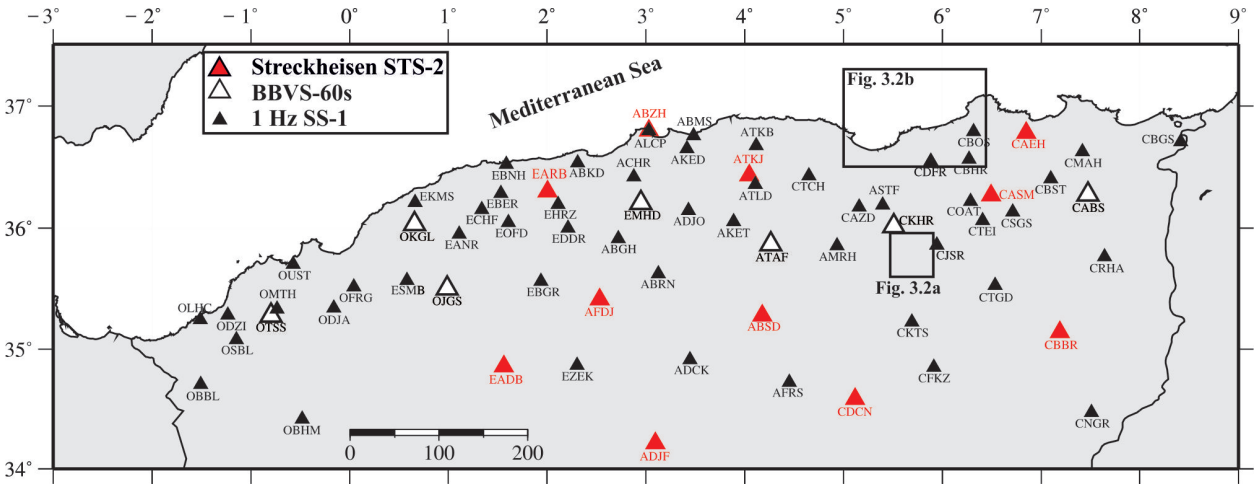


FIGURE 3.1 – Carte Nord du réseau sismologique permanent Algérien (ADSN) , montrant la disposition des stations sismiques : large bande et courte période. La distribution de stations de ce réseau nous permet d'enregistrer un nombre d'évènements importants et utile à la compréhension de la sismicité Algérienne.

La partie la plus importante d'un réseau sismologique, c'est les capteurs=sismomètres. Ils sont classés en fonction des plages fréquentiels auquel ils sont sensibles. En effet, tout oscillateur a une bande passante limitée, liée à sa fréquence propre, il ne peut donc pas réagir à toutes les fréquences contenu dans un signal. C'est pourquoi nous trouvons différents types de sismomètres composant le réseau ADSN des « courtes périodes », « large bande » et « très large bande ».

3.2.1 Instruments large bande, et très large bande

Les sismomètres large bandes sont caractérisés par une large gamme fréquentielle allant approximativement de 0.008 jusqu'à 50 Hz, même si l'objectif principale de ces capteurs est la localisation des séismes, ils constituent un atout considérable dans les études sismologies plus pointues à l'instar du bruit de fond, l'analyse des paramètres de la sources des séismes de magnitude importante (M ≥ 5), ainsi que les études des séismes régionaux et lointains.

Pour les vingt (20) stations larges bande de notre réseau nous distinguons deux type de sismomètre large bande « *Streckeinsen STS-2* » et « *Geodevice BBVS-60s* », le premier possède une période naturel de 120s c.à.d. une fréquence naturel d'environ 0.008 Hz, qui enregistre les signaux en continu à 20 Hz et il est couplé avec un numériseur *Quanterra Q-330*, le deuxième possède une période naturel de 60s c.à.d. une fréquence naturel d'environ 0.01 Hz, qui enregistre les signaux en continu à 100 Hz et il est couplé avec un numériseur *Geodevice EDAS-24IP*.

Le sismomètre très large bande (*VBB*) possède une gamme de fréquence de 0.001 Hz à environ 10 Hz. Ce type des sismomètres est plus utilisable dans les études de sismologie globale, ils sont capables de captés les fréquences les plus basses comme les oscillations libres de la Terre.

Le réseau ADSN contient deux sismomètre très large bande de type « *Streckeinsen STS-1* » avec une plage de fréquence de 0,0028 à 10 Hz, ils sont couplés avec un numériseur *Quanterra Q-330*.

3.2.2 Instruments de courte période

Les sismomètres de courte période couvrent la gamme de fréquences de 1 Hz à 100 Hz. Ce type d'instrument est parfaitement adapté à la mesure des mouvements forts, l'étude des séismes locaux, et la micro-sismicité.

Le réseau national est composé de cinquante-cinq (55) stations courte période, de type *SS-1*, d'une fréquence naturelle 1 Hz, qui fonctionnent en mode continu avec une fréquence d'échantillonnage de 100 Hz. Ils sont équipées par des digitaliseurs de types *Quanterraa Q-330*, la disposition géométrique des stations est très satisfaisante pour enregistrer des séismes avec une magnitude (M ≥ 3) (voir Section 3.6).

3.2.3 Le réseau portable

Dans le cas où un séisme important se produit généralement avec une magnitude (M ≥ 4.5), un réseau temporaire composé de stations courte période est immédiatement déployé afin d'enregistrer l'activité des répliques de faible magnitude, minimiser les erreurs de leurs localisation par une bonne couverture azimutale. Ce type de réseau est aussi utilisé dans les études des activités sismiques de type «swarm», et la sismicité induite. Au cours de la période de l'élaboration de cette thèse, nous avons participé aux plusieurs campagnes sismologiques pour l'installation des stations portable (voir Tableau 3.1).

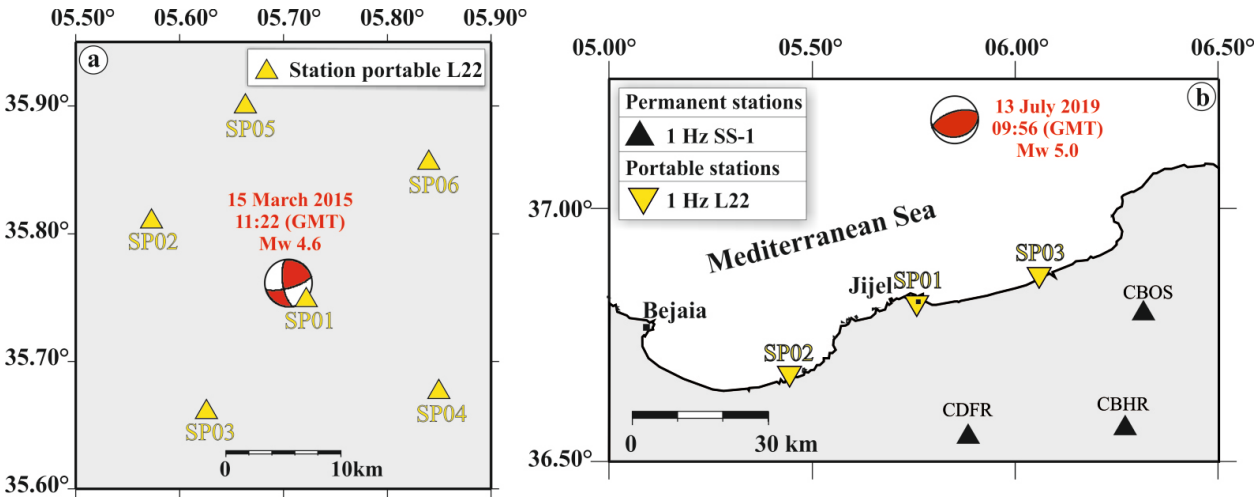


FIGURE 3.2 – L'emplacement des réseaux temporaires : (a) le réseau temporaire de la séquence sismique d'Ain Azel 2015 composé de 5 stations portables autour de la zone épicentrale et une sixième SP01 installé directement au milieu de cette zone. (b) le réseau temporaire utilisé pour enregistré le séisme de Jijel 2019 et ses répliques composé uniquement de 3 stations portables [Yelles-Chaouche *et al.* 2021].

Il est connu qu'une bonne localisation dépend de la qualité du réseau temporaire installé, fournir un réseau dense, séré, avec une couverture azimutale acceptable, conduisant inéluctablement à la réduction des erreurs de localisation. Ces conditions d'installations varient d'une séquence à l'autre en fonction de la sécurité des sites et de leur accessibilité. La preuve en Est, la disparité constatée entre l'acquisition et le traitement des séquences produites sur terre et celles en mer ; les séquences sismiques enregistrées dans la partie continente ont recueillis le maximum d'évènements sismiques (un nombre > 1000), localisée ensuite avec une RMS <0.15s, notamment les séquences sismique de Béni-Ilmane 2010 avec 3020 répliques, Ain Azel 2015 avec 1005 répliques, et Mila 2020 avec 1054 répliques (Figure 3.2). En revanche, les séquences sismiques qui sont produites dans la partie offshore ou proche

de la marge, ont connu un déficit dans la couverture azimutale du côté Nord occupé par la mer méditerranée et des sites montagneux inaccessibles le long de la côte. Ce qui donne par exemples dans la séquence de Bejaia 2012-2013 avec 300 répliques, Jijel 2019 avec seulement 14 répliques, et El Aouana 2020 avec 300 répliques (Figure 3.2).

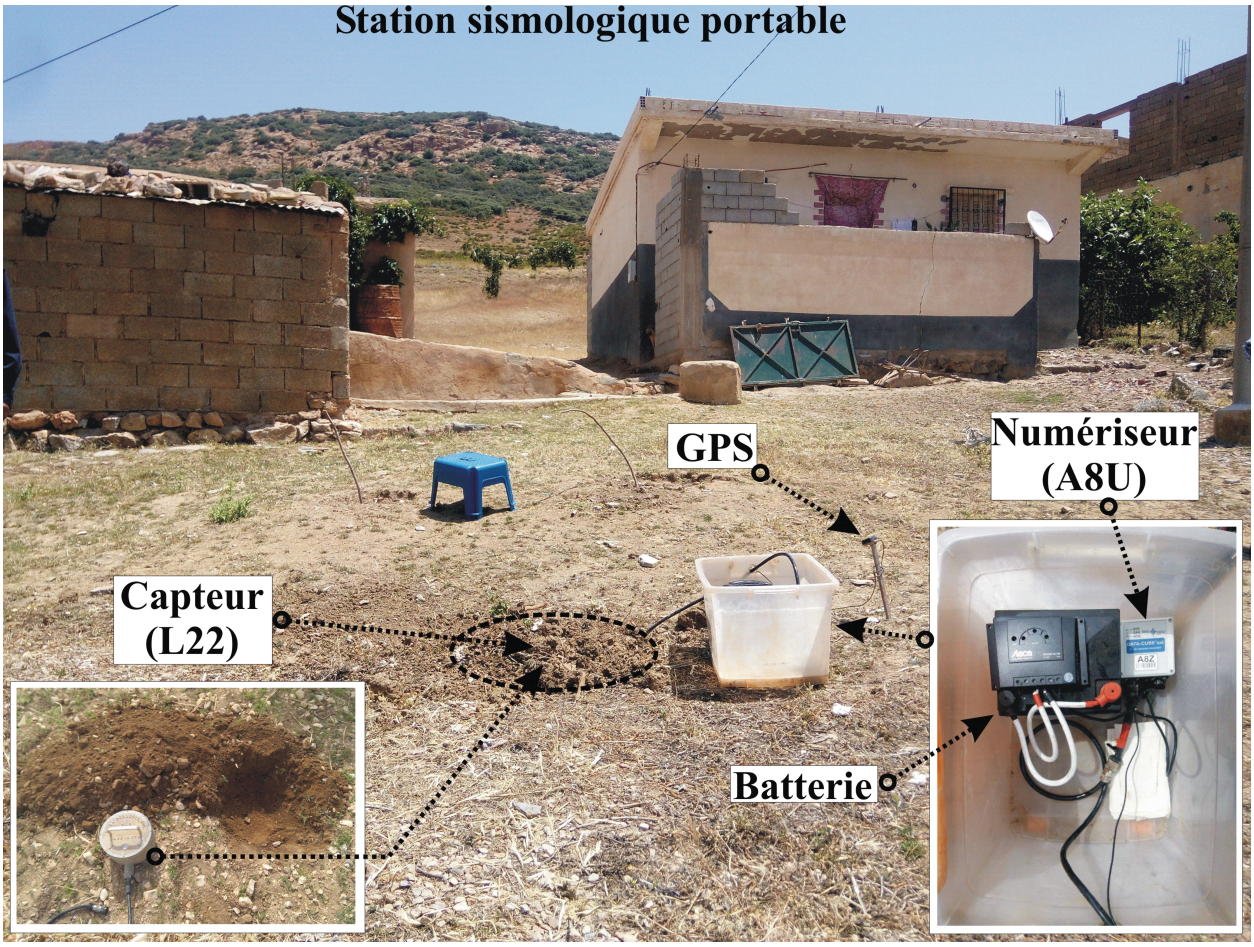


FIGURE 3.3 – Composantes et installation d'une station sismologique portable.

Les stations des réseaux temporaires installées temporairement sont équipées de sismomètres courts période couplés à des numériseurs (Figure 3.3) . Les caractéristiques techniques pour les différentes séquences sismiques étudiées sont affichées dans le Tableau 3.1.

Séquence sismique	Capteur	Numériseurs
Béni Ilmane 2010 (Fig. 2.3)	• 9 Geodevice FSS-3 (1 Hz, 3 Comp) • 2 SS1 (1 Hz, 1 Comp Z)	• Geodevice EDAS-24IP • Q330
Béjaia 2012-2013 (Fig. 4.14)	• 6 Mark Products L22 (2 Hz, 3 Comp) • 4 Geodevice FSS-3 (1 Hz, 3 Comp)	• GEOSTARS • Geodevice EDAS-24IP
Hammam Melouane 2013-2016 (Fig. 4.17)	• 6 Mark Products L22 (2 Hz, 3 Comp) •	• Geodevice EDAS-24IP • GURALP, GEOSTARS
Ain Azel 2015 (Fig. 4.19)	• 6 Mark Products L22 (2 Hz, 3 Comp)	• Omnirecs CUBE^3 24bit
MAD 2017 (Fig. 4.21)	• 8 Mark Products L22 (2 Hz, 3 Comp)	• Omnirecs CUBE^3 24bit
Jijel 2019 (Fig. 4.22)	• 3 Mark Products L22 (2 Hz, 3 Comp)	• Omnirecs CUBE^3 24bit
El Aouana 2020 (Fig. 4.23)	• 7 Mark Products L22 (2 Hz, 3 Comp)	• Omnirecs CUBE^3 24bit
Mila 2020 (Fig. 4.25)	• 6 Mark Products L22 (2 Hz, 3 Comp)	• Omnirecs CUBE^3 24bit
El Kentour 2020 (Fig. 4.26)	• 6 Mark Products L22 (2 Hz, 3 Comp)	• Omnirecs CUBE^3 24bit
Béjaia 2021	• 1 Mark Products L22 (2 Hz, 3 Comp) • 7 Sara SS-1 0 (1 Hz ; 3 Comp)	• Omnirecs CUBE^3 24bit • Sara SL- 06 24bit
Guelma 2021	• 6 Mark Products L22 (2 Hz, 3 Comp)	• Omnirecs CUBE^3 24bit

TABLEAU 3.1 – Les caractéristiques techniques des réseaux temporaires installées pour chaque séquence sismique étudiée.

3.3 Création d'une base de données continue

Dans cette partie nous expliquons les différents procédés utilisés pour préparer une base de données continue, complète et structurée. Cette étape est la plus importante pour le traitement des données sismologiques. Il faut tout d'abord souligner que les différents numériseurs couplés aux stations temporaires par exemple (GEOSTAR, CUBE, GURLP, etc) (Tableau 3.1), ont des formats de données variables et cela en fonction du constructeur : SEED, CUBE, GCF, DAT, etc. Cela nécessite une conversion à un format standard et homogène : le SEED (*Standard for the Exchange of Earthquake Data*), format maintenu par l'IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*) (Figure 3.4). Les données sismologiques du réseau permanent sont pour leur part écrites en format SEED.

Le format combine donc les séries temporelles sismiques recueillies par les sismomètres (fichiers mini- SEED) et les fichiers de métadonnées (fichiers dataless) qui conservent les

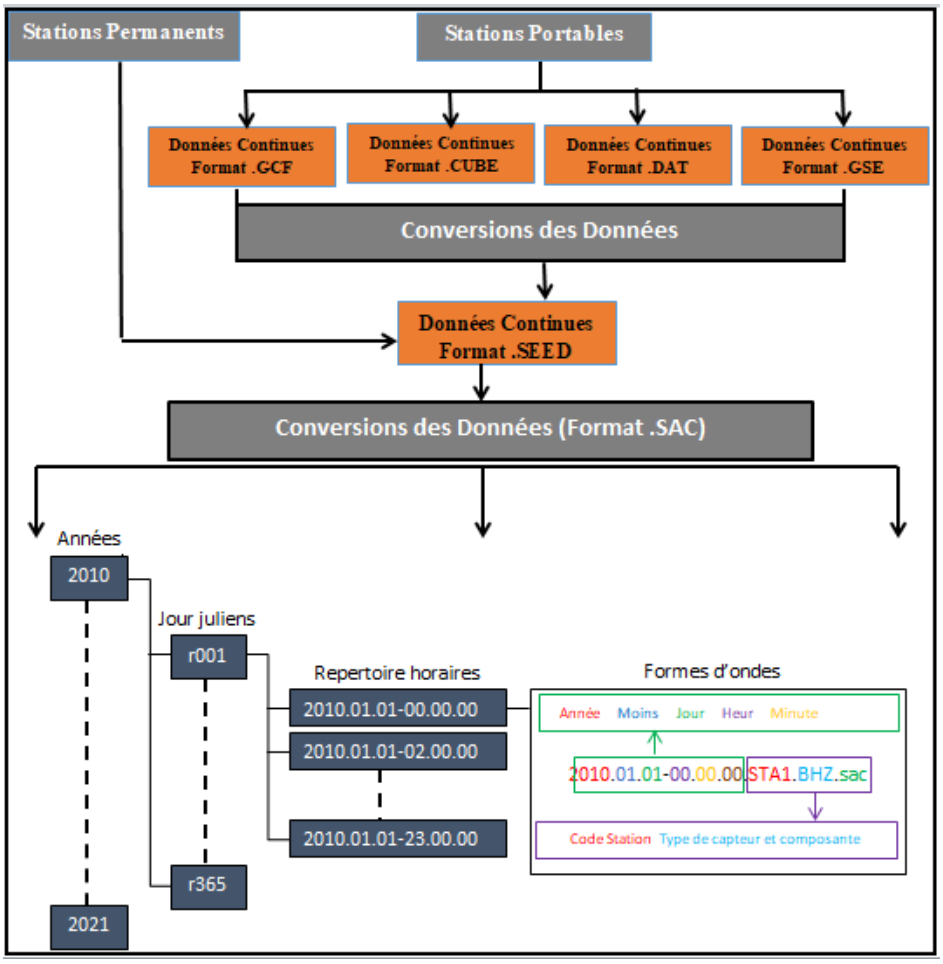


FIGURE 3.4 – Étapes et procédure de traitement de la base de données en continu et architecture du stockage des données.

informations relatives à l'instrument de mesure des vibrations du sol utilisé, notamment la position géographique du capteur, la série temporelle, la réponse instrumentale, la fréquence d'échantillonnage, etc. Un dataless peut également livrer l'historique complet et exhaustif des métadonnées pour une ou plusieurs stations du réseau.

Les données sismiques sont quant à elles les enregistrements issus du convertisseur Analogique–Numérique, à la sortie du sismomètre. La conservation séparée des données brutes et des métadonnées garantissaient une sécurité dans le sens où l'utilisateur reste libre d'effectuer le type de traitement adéquat à son étude. Le format SEED utilise 4 variables pour identifier de manière unique une donnée :

1. Le code réseau, en deux caractères. Il s'agit de "DZ" pour le réseau ADSN ;
2. Le code station, de quatre caractères, par exemple **CKHR** (**C**onstantine **K**ef La**H**me**R**) ;

3. "ID" de localisation, en deux caractères. Dans le cas des stations ADSN, cette variable est utilisée si la station a été déplacée ou repositionnée ;
4. Le code du canal d'enregistrement, une combinaison de trois caractères dont le premier représente le type de la bande où taux d'échantillonnage (E : *Extremely Short Period*, H : *High Broad Band* et B : *Broad Band*), le deuxième, indique le type d'instrument (H : *High Gain Seismometer*, N : *Accelerometer*), finalement le troisième, l'orientation du capteur (N : Nord, E : Est, Z : Vertical).

En pratique le format SEED n'est pas adapté aux traitements des données que nous souhaitions mener. Nous avons donc converti l'ensemble des formes d'ondes au format *Seismic Analysis Code* (SAC). Un fichier de données SAC contient les traces des données d'une seule composante enregistrée dans une seule station sismique, il contient également un *« header »* qui décrit le contenu de ce fichier comme le nombre des points de données, le type de fichier, son fréquence d'échantillonnage, le temps origine du signale, etc.). Les données brutes qui ont été converti en format SAC sont stockées dans des répertoires annuels (2010, ..., 2013, ..., 2020), dans chaque répertoire annuel il y a des répertoires journaliers (r001, r002, etc.), chaque jour est répertorier en heures (2010.05.15-00.00.00, 2010.05.15-01.00.00, etc.) dans lesquelles se trouvent les formes d'ondes d'une composante bien définie pour une station donnée. La Figure 3.4 récapitule l'ensemble des étapes de pré-traitement des données afin d'obtenir une base de données de formes d'ondes en continu propres et cohérentes.

3.4 Dépouillement des données

Les temps d'arrivées des différentes phases d'ondes sont des informations cruciales dans de nombreuses applications en sismologie, telle que la localisation et la tomographie sismique, pour cela il est impératif de détecter les différentes événements et pointer le temps d'arrivé des différentes phases d'une manière consistante. La détection et le dépouillement des données peuvent se faire manuellement où bien automatiquement par la méthode STA/LTA (*Short-term average / Long-term average*) [Allen 1982; 1978]. Le programme SEISAN [Havskov *et al.* 2020] a été utilisé pour détecter et dépouiller les données de toutes les séquences sismiques étudiées dans la cadre de cette thèse. Bien que les méthodes automatiques de pointés soient toujours en amélioration, aucun algorithme ne peut remplacer l'œil humain qui demeure l'outil le plus fiable pour lire les données. A cette égard nous avons privilégié de faire ce travail manuellement, même s'il coûteux en terme de temps, néanmoins essentiel, et assuré.

Les différents événements ont été détectés, en balayant les enregistrements continus (Figure 3.5) . Une fois que l'évènement est repéré par trois stations, nous procédons à son extraction suivis de son enregistrement dans une base de données crée au préalable par le programme SEISAN. L'opération d'identification des phases n'est pas triviale, le choix de la phase à pointer devient parfois incohérent et ambigu en raison de la complexité de la forme d'onde et de l'arrivée proche de différents types de phases dans un court laps de temps, dans la même coda, particulièrement pour les séismes locaux.

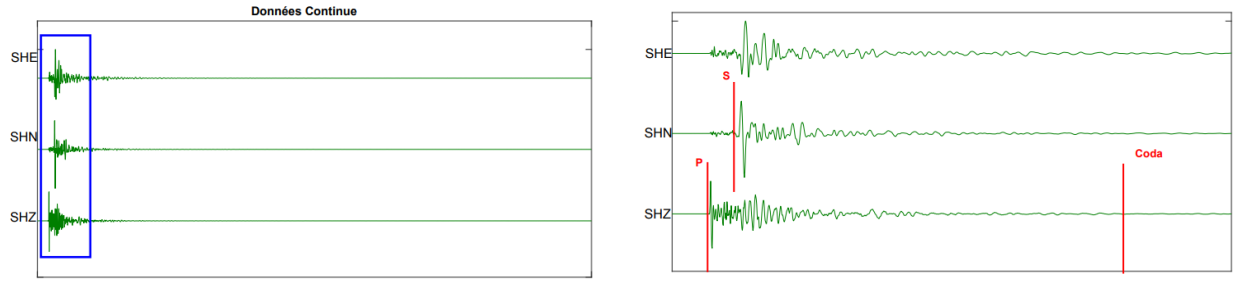


FIGURE 3.5 – Exemple d'un sismogramme à trois composante et la lecture des temps d'arrivées des ondes P et S, ainsi que la durée du signale (coda).

Nous devons obligatoirement pointer les temps d'arrivés des ondes P et la durée du signal (pour calculer la magnitude de durée) sur la composante verticale (Z) des capteurs, et ceux des ondes S sur la composante horizontale (E ou N). Des poids sont affectés aux ondes déterminant la qualité du pointage qui varient de 0 (très bon) à 4 (mauvais). Il est aussi préférable de diminuer le poids pour les stations lointaines car le trajet va être plus long et donc l'influence des hétérogénéités sera plus grande, ce qui conduira à l'augmentation du résidu.

La reconnaissance d'une phase est contrôlée par deux critères importants :

1. Changement en amplitude, l'onde doit se distinguer du bruit ambiant et donc, une phase peut être définie, si son amplitude dépasse le bruit de fond ;
2. Changement du contenu fréquentiel, un changement dans la fréquence dominante indique l'arrivée d'une phase sismique.

L'œil humain a un avantage par rapport au pointé automatique dans l'identification des changements d'amplitudes et de fréquences même en présence de forts niveaux de bruit.

3.5 Préparation d'une base de données évènements

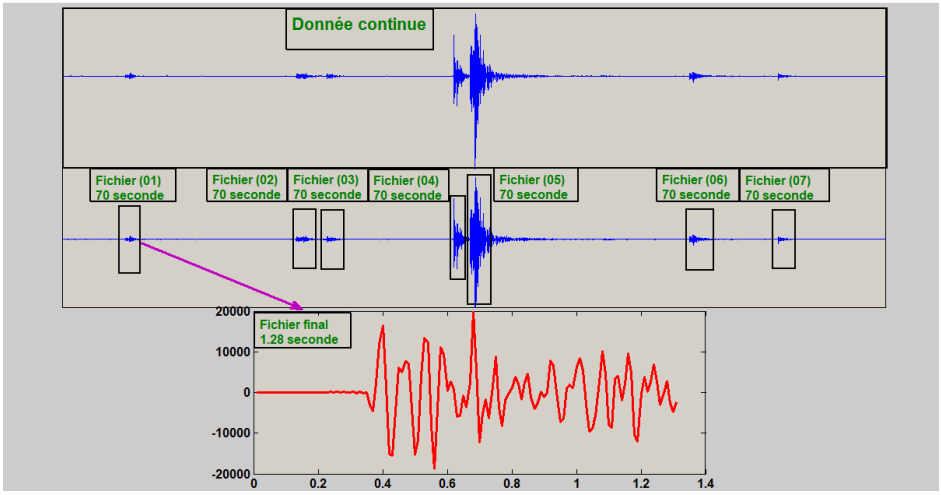
A partir de notre base de données initiale (base de données continue) nous allons créer une autre base de données des évènements singuliers. La première étape, consiste à créer un fichier *Triggers* (déclenchement) qui contient le temps de début de l'événement et la durée du signal, son nom change en fonction du mode de détection, pour le pointé automatique le nom est *(*.hds)*, par contre *(*.hdr)* si le pointé est manuel. La deuxième étape est l'extraction des événements. Un script *shell* et/ou *bash* sous linux (Figure 3.6) opère cette opération pour l'ensemble des dates du fichier *Triggers*, il coupe à partir des données continues, le signal contenant uniquement les événements en format SAC.

Les stations sont rangées dans un ordre alphabétique. L'extraction des fichiers SAC se fait dans des répertoires annuels (2010, ..., 2020), ensuite des répertoires journaliers (R001, R002, etc.), et finalement des répertoires événementiels (2010.06.19-15.58.22, 2010.07.21-16.01.43, etc.). La Figure 3.7 récapitule l'ensemble des étapes de création d'une base de données événementielle.

La base de données totale utilisée dans cette étude comporte plus de 5000 tremblements de terre avec des plages de magnitude de 1 à 6. 75% de ces données appartiennent à des enregistrements de petits événements avec une magnitude inférieure à 3.5.

```
#!/bin/csh -f
set Leven='TRUE'
set Knetwk='DZ'
set Dir1='/media/DataBrut1/'
set Dir2='/home/walid/Bureau/RelocBoujii/'
set nlines = `wc -l /home/walid/Bureau/RelocJijel/EventsSACJijel/ListEventsAtrait | awk '{print $1}'`
set i = $nlines
if ($nlines == 0) then
   break
endif
while ($i >= 1)
   set line = `tail -$i /home/walid/Bureau/RelocJijel/EventsSACJijel/ListEventsAtrait | head -1 `
   echo $line
   set anne = `echo $line | cut -c 7-10`
   set moi  = `echo $line | cut -c 4-5`
   set jour = `echo $line | cut -c 1-2`
   set heur = `echo $line | cut -c 16-17`
   set min  = `echo $line | cut -c 19-20`
   set sec  = `echo $line | cut -c 22-27`
   set secR = `echo $line | cut -c 22-23`
   set JJJ  = `echo $line | cut -c 12-14`
   set Dur  = `echo $line | cut -c 29-31`
   set ListF=`find $Dir1$anne/$JJJ/*.BH* $Dir1$anne/$JJJ/*.HH* $Dir1$anne/$JJJ/*.EH* $Dir1$anne/$JJJ/
*.EN*`
   foreach F ($ListF)
      cp $F .
      set ListFSid=`find *$anne*`
      foreach FSid ($ListFSid)
         set CompSta = `echo $FSid | cut -c 6-8`
         set Staa = `echo $FSid | cut -c 1-4`
         /home/walid/Bureau/seismo/PRO/mscut $FSid
         set ListFHr=`find $anne-$moi-$jour-$heur*`
         foreach FHr ($ListFHr)
            set MINU = `echo $FHr | cut -c 14-15`
            set mx1 = `echo "$MINU" | awk -F"e" 'BEGIN{OFMT="%10.20f"} {print $1 * (10 ^ $2)}'`
            set mx2 = `echo "$min" | awk -F"e" 'BEGIN{OFMT="%10.20f"} {print $1 * (10 ^ $2)}'`
            if ($mx2 >= $mx1) then
              echo 'bbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbbb'
              wavetool -wav_in_file $FHr -format SAC -start $anne$moi$jour$heur$min$sec -duration $Dur
              if ( ! -d  $Dir2$anne) then
                mkdir $Dir2$anne
              endif
              if ( ! -d  $Dir2$anne'/R'$JJJ) then
                mkdir $Dir2$anne'/R'$JJJ
              endif
              if ( ! -d $Dir2$anne'/R'$JJJ'/'$anne'.'$moi'.'$jour'-'$heur'.'$min'.'$secR) then
                mkdir $Dir2$anne'/R'$JJJ'/'$anne'.'$moi'.'$jour'-'$heur'.'$min'.'$secR
              endif
              if (-e *.SAC) then
                set k='1'
                set ListFMv=`find *.SAC`
                foreach FMv ($ListFMv)
sac<<END
   r $FMv
   ch KSTNM  $Staa
   ch KCMPNM $CompSta
   ch KNETWK $Knetwk
   ch LEVEN  $Leven
```

FIGURE 3.6 – Exemple de ce que contient un script *shell* sous linux.



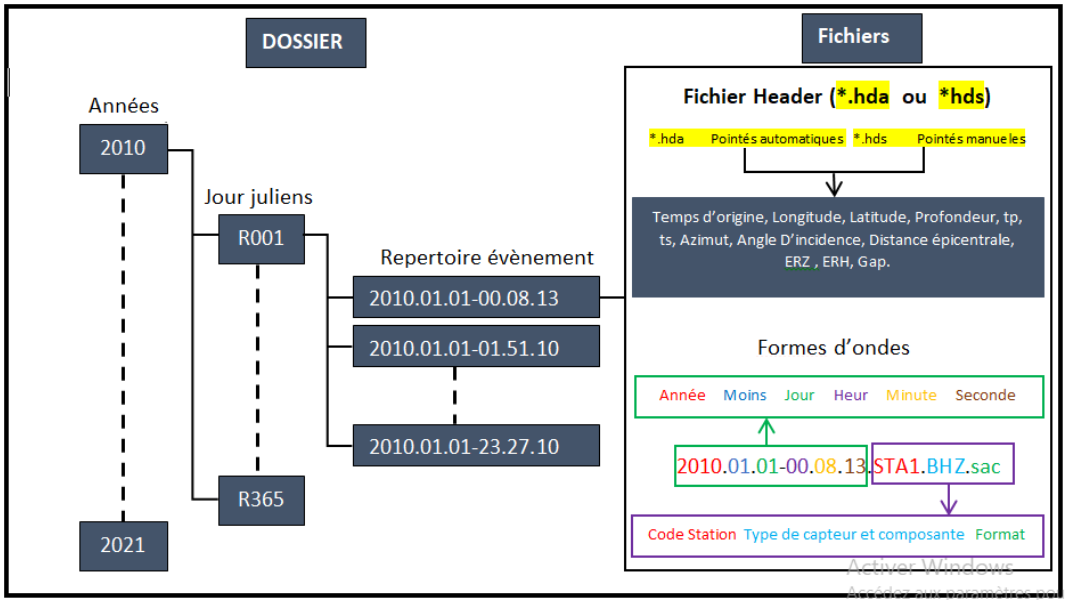


FIGURE 3.7 – Principe et étapes de création d'une base de données événementielle. De l'acquisition continue, puis détection a posteriori des signaux événements par utilisation d'un outil de détection.

3.6 Seuil de détection du réseau ADSN

La capacité de détection des événements joue un rôle important dans le fonctionnement des observatoires sismologiques et des réseaux temporaires. Pour une géométrie d'un réseau de stations données, la magnitude seuil de détection des événements sismiques est souvent dérivée de la magnitude de complétude observée dans la zone. Cependant, pour les régions avec une faible couverture en station où bien avec un taux de sismicité faible la magnitude de complétude est généralement inconnue. Cette section se veut pour présenter une méthode de calcul du seuil de détection du réseau ADSN en utilisant le niveau de bruit des stations du CRAAG afin de calculer la magnitude minimale locale. La méthode utilise l'échelle de magnitude locale, principalement donc applicable aux réseaux régionaux avec une ouverture inférieure à 1000 km. Les caractéristiques d'atténuation de la région d'étude doivent être dérivées indépendamment ou être connues a priori. Un programme Matlab inspiré du code SN-CAST [Möllhoff *et al.* 2019] a été développé pour effectuer cette étude.

3.6.1 Mise en œuvre de la méthode

La méthode est basée sur un programme Matlab, SN-CAST, qui permet de déterminer la capacité de détection d'un réseau sismologique. Pour réussir son application plusieurs éléments de préconception doivent être connu : la répartition, la densité spectrale ; les caractéristiques des stations, leurs nombre minimal (N), leurs conditions de site local, et le bruit ambiant.

Nous commençons d'abord par définir une grille qui couvre l'ensemble des stations qui vont être utilisé dans l'étude, en parallèle nous calculons la distance hypocentrale entre les points de la grille et les stations (R). Ensuite, le programme génère des séismes synthétiques de magnitudes locales différentes, nous estimons après leurs amplitudes de déplacement (A) (Figure 3.8). Cette opération peut être effectuée à partir de l'équation générale de la magnitude locale [Richter 1935] :

$$M_L = Log_{10}(A) + a.Log_{10}(R) + b.R + c, \tag{3.1}$$

où M_L la magnitude locale, A l'amplitude maximale de déplacement et R distance hypocentrale. Les constantes a, b et c représentant respectivement l'étalement géométrique, l'atténuation et le niveau de base. On peut écrire aussi l'équation (3.1) pour l'amplitude A,

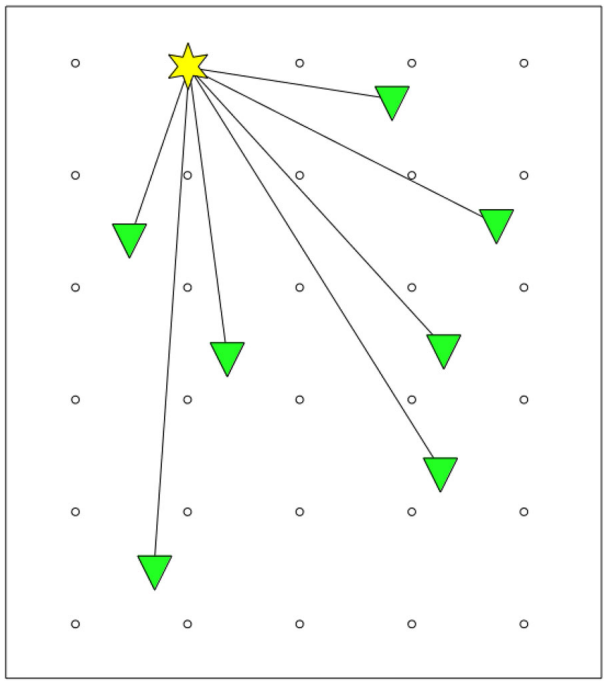


FIGURE 3.8 – Aperçu de la méthode de grille pour calculer la capacité du réseau. Les petits cercles représentent des épicentres hypothétiques, les triangles verts indiquent les emplacements des stations, et l'étoile représente un point de grille pour lequel le ML minimum détectable est calculé.

on obtient :

$$A = 10^{M_L - [a.Log_{10}(R) + b.R + c]} \tag{3.2}$$

Les constantes a, b, et c choisis sont pour le moment d'un modèle de la Californie du Sud [Hutton et Boore 1987]. Après avoir calculé les différentes valeurs de l'amplitude maximale A en fonction des valeurs de M_L, l'étape suivante consiste à déterminer la magnitude minimal pour laquelle $A/d \geq SNR$ *(Signal Noise Ratio)*, avec «d» qui représente l'amplitude de déplacement du bruit et qui sera déterminée à partir du PSD (*Power Spectral Density*).

3.6.2 Densité Spectrale en Puissance

Le bruit sismique ambiant est un ensemble de vibrations permanentes du sol dus à des causes anthropiques (les usines, les engins, etc.) et naturels (principalement la houle océanique) s'ajoute à ces deux sources principales une autre bruit qui vient des instruments de mesure et qui est généralement inférieur aux autres sources.

Il est bien connu que le bruit instrumental de la chaine d'acquisition peut avoir une influence indésirable sur le signal naturel. Pour vérifier l'état du bruit au niveau des différentes stations séismologiques utilisées dans cette étude, nous avons effectué une comparaison entre la densité spectrale en puissance (*Power Spectral Density*, PSD) du bruit instrumental

venant principalement du digitaliseur et celle du bruit naturel enregistré durant une période calme. L'approche du PSD appliquée sur le bruit instrumental et naturel est identique à l'utilisation de l'approche FFT. Le principe se résume dans la segmentation du bruit naturel sélectionné en des fenêtres « q » sur une période « Tr » :

$$Y(f) = \int_0^{Tr} y(t) e^{-2i\pi f t} dt \tag{3.3}$$

où $Tr = N.\Delta t$: la longueur du signale $y(t)$, le nombre des points (N), la période $\Delta t = 1/fe$. Pour les valeurs discrètes de fréquence f_k, la transformée de Fourier Y_k :

$$Y_k = \frac{Y(f_k)}{\Delta t}, \quad f_k = \frac{k}{N * t} \quad \text{avec} : k = 1, 2, \ldots, N-1 \tag{3.4}$$

La densité spectrale de puissance totale est définie comme :

$$P_k = \frac{2.\Delta t}{N} |Y_k|^2 \tag{3.5}$$

où $\frac{2.\Delta t}{N}$ est le facteur de normalisation et $|Y_k|$ l'amplitude spectrale. Après avoir calculé les PSD aux « q » segments, nous calculons la moyenne pour un segment « q » de longueur Tr, l'estimation finale du PSD lissé est donnée par :

$$P_k = \frac{\sum_{i=1}^{i=q} P_{k,i}}{q} \tag{3.6}$$

Ensuite, nous déconvoluons la réponse instrumentale par la division de P_k sur la fonction de transfert de l'instrument pour passer du count au m/s^2. Puis, nous convertissons le PSD lissé en appliquons une échelle logarithmique et en multipliant par un facteur de 10 pour passer au dB, tel que :

$$Pa_k = 10 * Log_{10}(Pa_k) \tag{3.7}$$

Enfin, le PSD calculée est comparée avec les limites supérieures (*New High Noise Model* ; NHNM) et inférieures (*New Low Noise Model* ; NLNM) du bruit ambiant déduites du modèle de Peterson [1993]. Des exemples sont représentés dans la Figure 3.9.

Par ailleurs, les PSD reste insuffisante pour déterminer la magnitude locale minimale, pour y remédier nous devons calculer le déplacement du bruit (d) à partir de la bande de

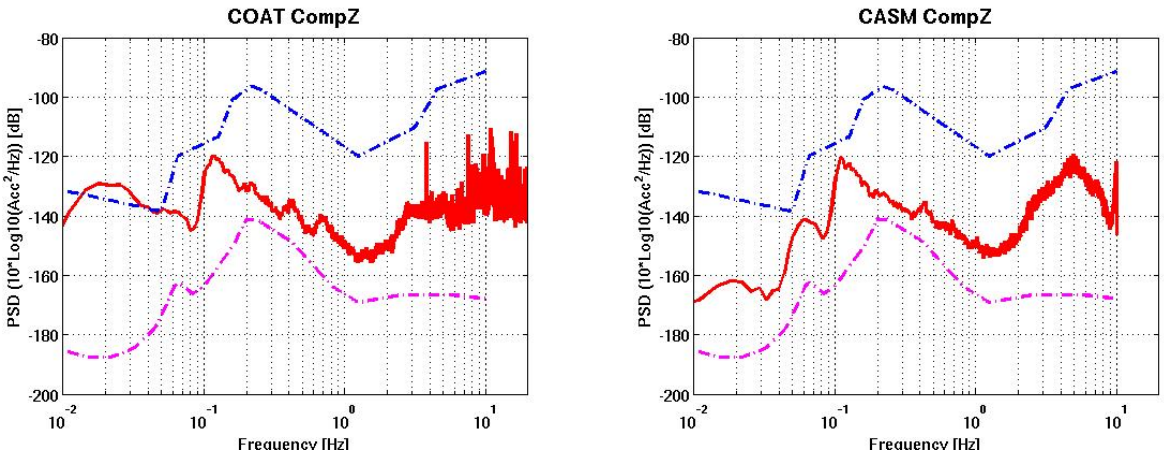


FIGURE 3.9 – Deux spectres fréquentiels provenant d'enregistrements de tests de bruits enregistré par deux stations COAT et CASM dans la direction Z. Les spectres de couleur rouge correspondent à un signal acceptable, entre les niveaux NHNM et NLNM de Peterson [1993].

fréquence f_1 et f_2 (3.8) tel que :

$$f_1 = f_0.2^{\frac{-n}{2}} \qquad f_2 = f_0.2^{\frac{n}{2}} \tag{3.8}$$

où f_0 est la fréquence centrale qui sera déterminer à partir du spectre de trois évènements de la séquence sismique de Mila (01-08-2020 à 12h36 et ceux du 07-08-2020 à 06h00 et 11h0) enregistré sur les stations large bande et courte période. Nous utilisons ensuite un filtre passe bande de 4 à 20 Hz, qui correspond à celui utiliser par les programmes spécialisés comme *Antelope* ou *SeisComp*. Les spectres obtenus sont représentés sur les figures ci-dessus (Figure 3.10)

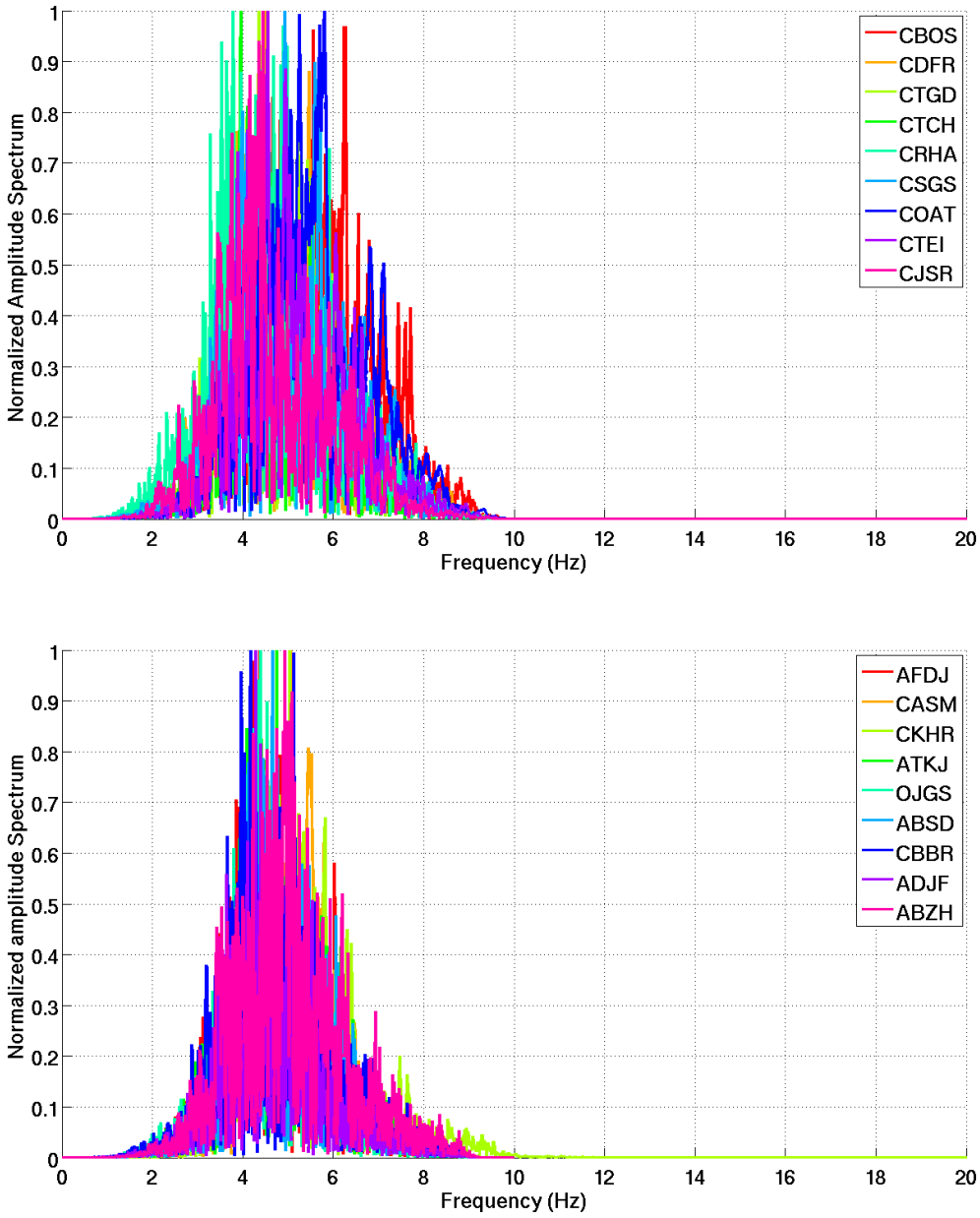


FIGURE 3.10 – Exemples des spectres des données de vitesse sismique en composante verticale après application de la correction de la réponse des instruments et d'un filtre passe-bande de 4-20 Hz a pour le séisme de magnitude 5 qui s'est produit le 07-08-2020 à 06h00 UTC dans la région de Mila (figure en haut les stations courte période, en bas les stations large bande).

Les PSD obtenues ont été calculés également à partir du spectre de l'accélération, nous

utilisons la relation (3.9) pour passer de l'accélération au déplacement :

$$P_d = \frac{P_a}{(2\pi f_0)^4} \tag{3.9}$$

Sachant que l'amplitude de déplacement du bruit d_{ap} s'obtient en utilisant la relation (3.10) suivante :

$$d_{ap} = 1.25\sqrt{P_d(f_2 - f_1)} \tag{3.10}$$

En introduisant l'expression de P_d (3.9) dans l'équation (3.10), on obtient l'équation :

$$d \approx 3.d_{ap} = \frac{3.75}{(2\pi f_0)^2}.\sqrt{P_a(f_2 - f_1)} \tag{3.11}$$

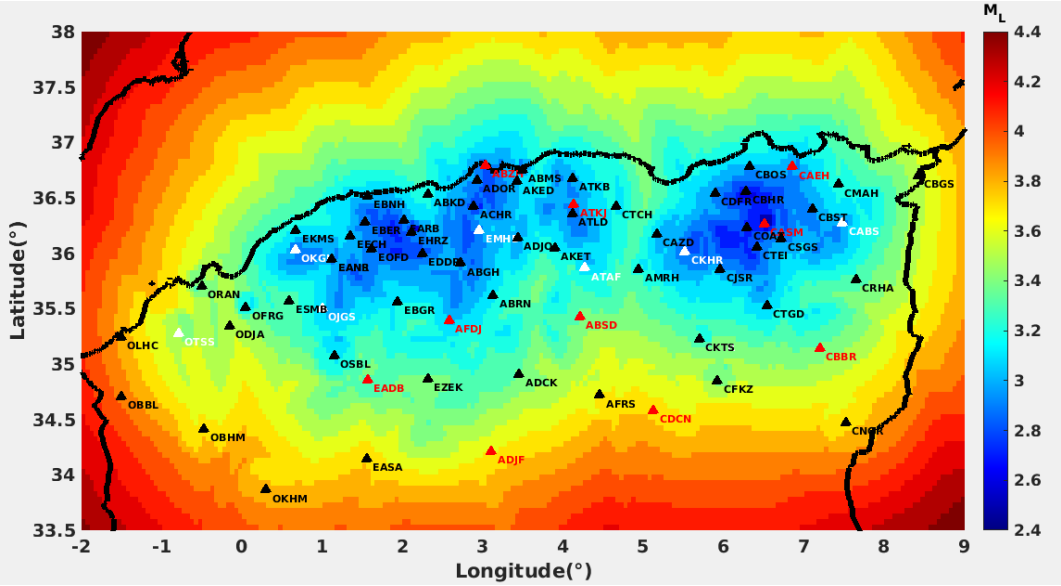


FIGURE 3.11 – Distribution géographique du M_L minimal détectable dans le Nord Algerienne , sur la base des niveaux de bruit mesurés par les stations de réseau nationale ADSN et en supposant la détection d'événements par au moins quatre stations avec un SNR > 5.

Nous présentons dans la Figure 3.11. Une carte du capacité de détection du réseau sismologique nationale (ADSN). Le nombre de stations utilisées dans ce travail est 77 dont 55 courtes périodes et 17 larges bondes. La répartition des stations est plus dense au centre et à l'est de l'Algérie, par contre à l'Ouest ils sont moins denses. Après avoir fixés la valeur de SNR à 5 et choisir le model de S.California [Hutton et Boore 1987], nous présentons la capacité de détection de réseau nationale ADSN sur la carte (Figure 3.11). 71% des stations courte période et 29% large bande ont été utilisées dans ce travail. Nous avons ajouté les

évènements de magnitude inférieure à 3 du catalogue CRAAG-2017 et nous avons examiné la distribution spatiale de la capacité de détection pour la valeur minimale $M_L = 1.0$. Cette valeur a été constaté dans des zones où la détection est principalement élevée (Constantine, Alger, Chlef et Mila). Les valeurs de M_L sont supérieur à ~2 dans d'autres parties (Bejaia, Annaba, Mostaganem et Khenchela). La valeur la plus élevée étant de ~3.5 est enregistrés à l'extrémité Nord- Ouest dans la ville de Telemcen. Nous utilisons une grille de $0.05° \times 0.05°$ afin de déterminer la valeur minimale de magnitude M_L pour un minimum de stations (= 4) avec un minimum de SNR (= 5). Les seuls paramètres d'input requisent sont les emplacements des stations sismologiques et leurs bruits respectifs.

3.7 La déconvolution de la réponse instrumentale

La déconvolution de la réponse instrumentale est une étape de prétraitement fondamentale en sismologie. Elle s'applique sur les données brutes (l'amplitude n'est pas exprimée dans une unité physique). Elle consiste à soutirer des enregistrements brutes l'influence du sismomètre, en restituant le mouvement du sol lequel est la quantité observable d'intérêt. Après le retrait de la réponse instrumentale d'un vélocimètre le signale obtenu est une vitesse de déplacement du sol, exprimée en $nm.s^{-1}$ (dans la convention SAC). Son intégration donne le déplacement du sol lui-même, en revanche la dérivée donne l'accélération du sol.

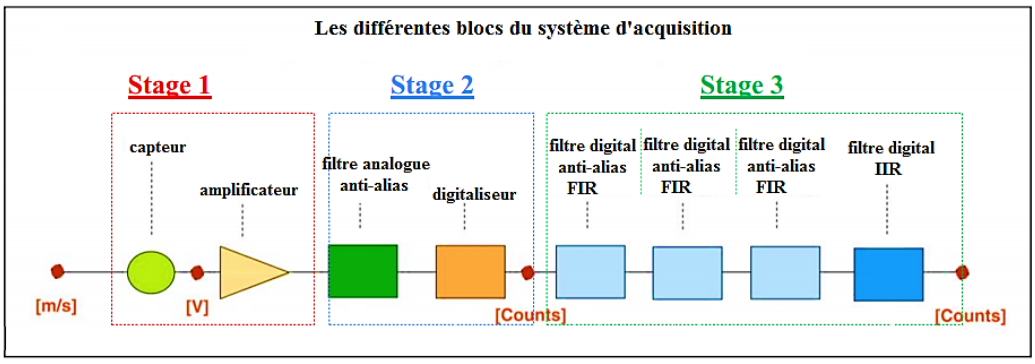


FIGURE 3.12 – Les différentes blocs du système d'acquisitions : conversion, amplification et filtrage appliques sur le mouvement du sol (vitesse du sol en m/s) acquis par une station séismologique.

La réponse instrumentale traduit l'ensemble de la chaîne d'acquisition du signal. Dans un capteur, la mesure de la position d'une masse, par rapport au sol, est réalisée par le transducteur (couple *aimant*/*bobine*) transformant par induction un déplacement en tension

électrique, dont la valeur est proportionnelle à la vitesse du sol. Le signal analogique enregistré en Volt est d'abord amplifié, puis filtré avec un filtre anti-repliement analogique. Il est ensuite converti en signal numérique, avant d'être filtré et sous-échantillonné plusieurs fois (Figure 3.12).

Les traces de ces opérations sont consignés dans des fichiers de métadonnées, conservant par ce processus l'historique de la station, ils sont nommés *RESPfiles* et utiliser lors de la déconvolution de la réponse instrumentale. L'ensemble des sismogrammes utilisé dans ce travail ont été déconvolué de leurs réponse instrumentale à l'aide du programme *EvalResp* et *Polezeros*. Bien que les capteurs soient des vélocimètres et que le signal correspond à une vitesse de déplacement du sol, les fichiers pole-zéro sont exprimés pour des déplacements. Un exemple du fichier pole-zéros est représenté sur la Figure 3.13.

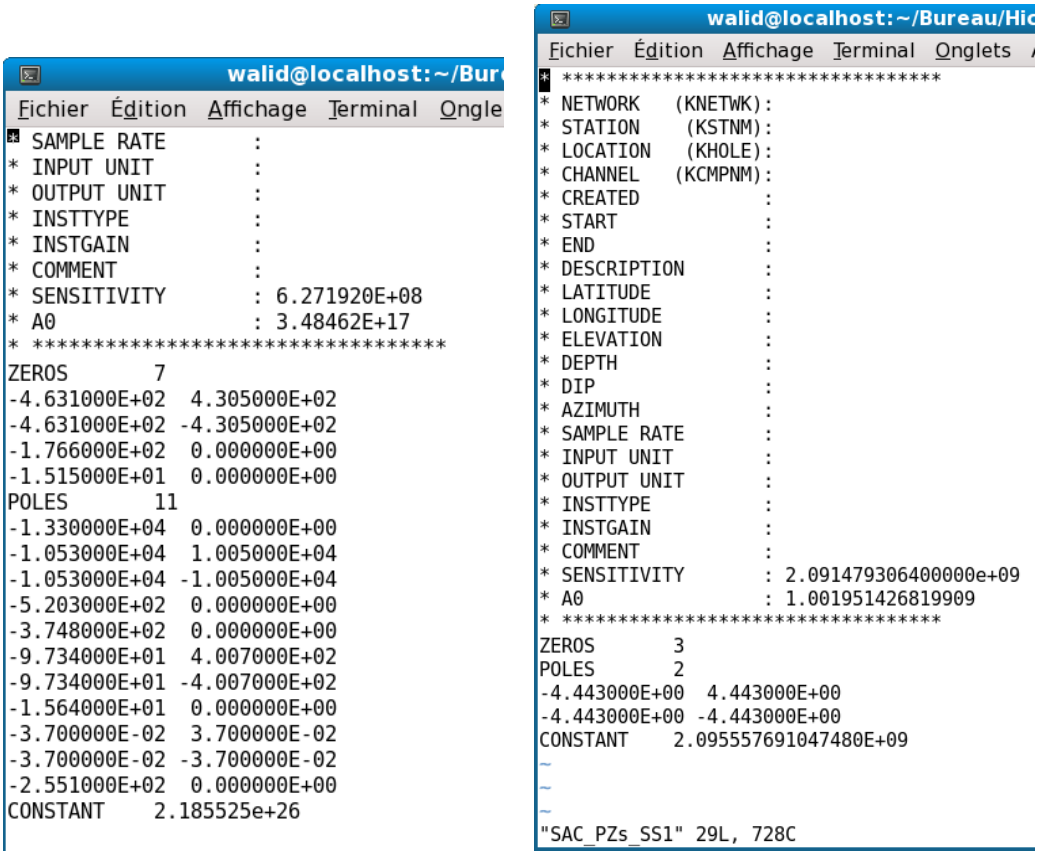


FIGURE 3.13 – Exemples de fichiers pole-zéros. Le panneau gauche : fichier pôles et zéros d'une station large bande (type STS2). Le panneau droit : fichier pôles et zéros d'une station courte période (type SS1) .

Nous remarquons cependant que, par convention, les fichiers dites *RESPfile* comprennent les poles et les zéros, le gain ainsi que les étapes de filtrage-décimation liées à la numérisation. Ils correspondent à des vitesses ; SAC aussi travaille par convention avec des vitesses

exprimées en $nm.s^{-1}$. L'intérêt de travailler directement en nm est pour éviter les multiplications/divisions par des grands nombres. L'enchainement des commandes SAC pour corriger l'effet de la réponse instrumental a été automatisé par un programme Matlab et des «*shell scripts*» (Figure 3.14).

Nous obtenons ainsi sous SAC des déplacements avec la commande *« transfer to none »*, des vitesses avec *« transfer to vel »*, et même des accélérations avec *« transfer to acc »*. Pour utiliser la méthode des pôles et des zéros, il suffisait de remplacer *« from evalresp »* par *« from polezeros »* (Figure 3.14).

Le terme *« freq »* dans la commande *« trans »*, désigne un filtre passe bande avec les variables $F1$, $F2$, $F3$ et $F4$ qui indiquent les coins du filtre. Il est indispensable que $F1 < F2 < F3 < F4$, *« freq »* possède un taper passe-bas, et un autre passe-haut, le taper est nul au-dessous de $F1$ et au-dessus de $F4$, et égale à l'unité entre $F2$ et $F3$. Les filtres $F1$ et $F2$ spécifient le filtre passe-haut aux basses fréquences, tandis que les fréquences $F3$ et $F4$ spécifient le filtre passe-bas aux hautes fréquences, les fréquences $F3$ et $F4$ doivent être inférieur à la fréquence de Nyquist. Le même fichier de pôles et zéros avec un zéro supplémentaire fourni un signal intégré (p. ex, de vitesse à déplacement), tandis qu'avec un zéro en moins, le signal est alors dérivé (p. ex, de vitesse à accélération) ; l'intégration ou la dérivation temporelles du signal produit les mêmes résultats.

La Figure 3.15 montre un exemple d'un signal du choc principal de 14-05-2010 à 12h29 UTC de Bni-Ilman (Mw=5.4), enregistré par la composante verticale (BHZ) de la station ABZH, avant et après correction de la réponse instrumentale. Vu le nombre immense des données la déconvolution de la réponse instrumentale sur toutes les stations a été totalement automatiser.

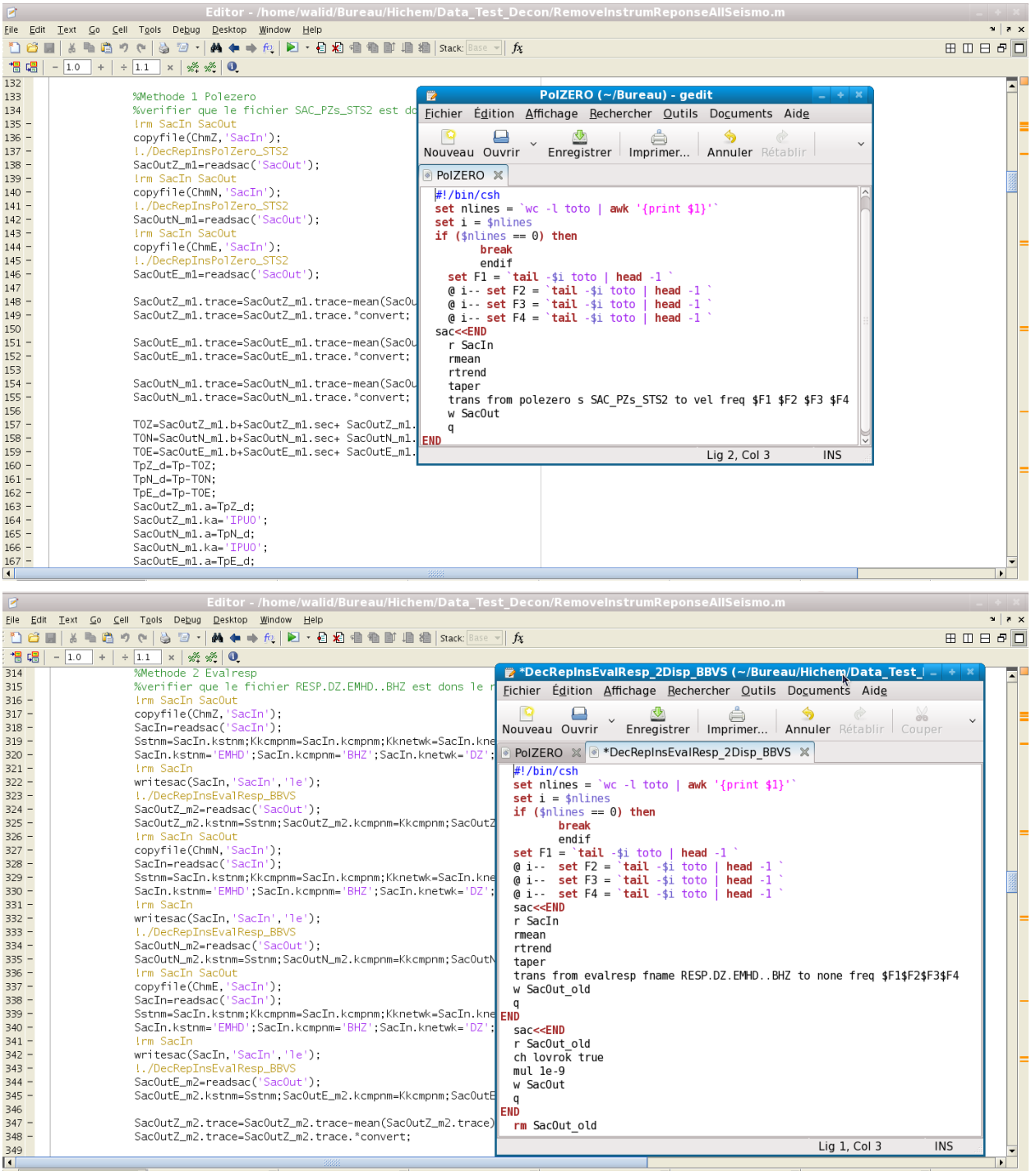


FIGURE 3.14 – Pprogramme Matlab et des *«shell scripts»* pour automatisé la déconvolution de la réponse instrumentale.

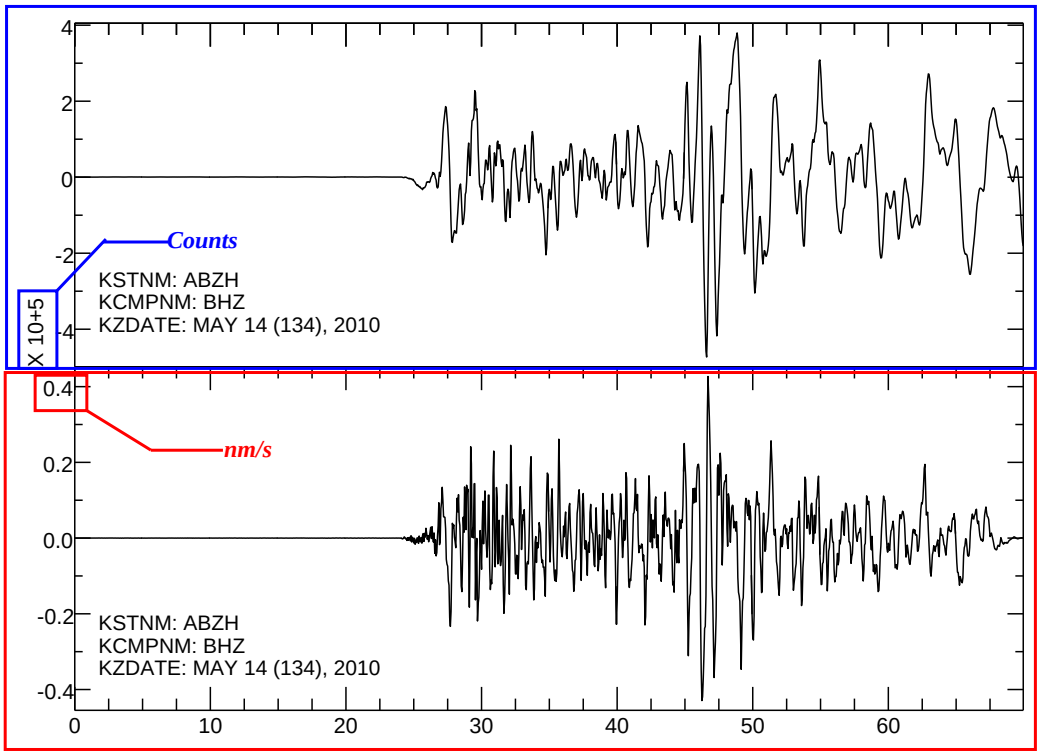


FIGURE 3.15 – Un exemple d'un signal du choc principal de 14-05-2010 de Bni-Ilman (Mw=5.4) , de la composante verticale (BHZ) de la station ABZH, avant et après correction de la réponse instrumentale.

3.8 Conclusion

Le réseau ADSN a montré depuis son installation son importance et son efficacité dans les analyses sismologiques de la sismicité algérienne. Notamment qu'il dispose d'une densité relativement bonne qui assure une bonne couverture azimutale et l'enregistrement d'un nombre conséquent d'évènements. La variété des capteurs sismologiques du réseau ADSN a de sa part permet d'élargir notre champ de recherche en effectuant plusieurs études comme l'analyse du bruit sismique ambiant, les paramètres de la source, l'inversion des formes d'ondes, la microsismicité, etc.

Les études réalisées au cours de cette thèse n'auraient pas pu être possible sans une préparation rigoureuse des données, la création des bases de données brutes, les bases de données évènementielles, et le dépouillement des temps d'arrivés. Un travail conséquent en termes de temps et d'énergie, mais d'une importance crucial. La structuration des données, les bases de données interactive, l'automatisation des opérations pour les différentes séquences constituent les éléments qui facilite le travail de recherche, optimise également l'utilisation du temps, être efficace et réactive.

Finalement, la maitrise de l'instrumentation du réseau national pour la déconvolution de la réponse instrumentale par exemple, et l'étude de la capacité de détection du réseau, a ouvert la porte pour des études importantes qui nécessitent une analyse des formes d'onde comme la détermination des paramètres de la source et l'inversion du tenseur des moments.

Chapitre 4

Détermination de la géométrie des plans de failles actifs : localisation, relocalisation, et mécanisme au foyer

4.1 Introduction

Les ondes élastiques émises lors d'un séisme résultent d'un glissement soudain le long d'une faille à l'intérieur de la partie fragile de la croûte. L'étude des sismogrammes permet donc de révéler la présence de différents types d'ondes qui renseignent sur la nature des milieux traversés, mais aussi sur les structures et mécanismes à leurs origines. La localisation des séismes est fondamentale pour l'étude de la physique des séismes, de l'orientation des failles et de la déformation de la Terre. L'amélioration de la précision de la localisation des tremblements de terre est un objectif important et stimulant en sismologie depuis quelques décennies.

L'amélioration de la localisation des séismes permet de mieux délimiter les structures de failles et de caractériser les caractéristiques spatiales et temporelles de la sismicité. Elle est utilisée pour étudier la décroissance de la densité des répliques avec la distance [Felzer et Brodsky 2006], explorer la relation spatiale entre les répliques et les plans de rupture du choc principale [Liu *et al.* 2003, Powers et Jordan 2010], analyser la dimension fractale de la sismicité [e.g. Helmstetter et Sornette 2003, Kagan et Knopoff 1987, Kanamori et Anderson 1975] et évaluer les mécanismes à l'origine des essaims sismiques [Lohman et McGuire 2007]. Plusieurs techniques de localisation et de relocalisation ont été développées et exploitées depuis plus d'un quart de siècle. Ce chapitre présente les méthodes de localisation et de relocalisation employé dans cette thèse, notamment celle basée sur l'identification et la

classification des multiplets qui regroupent des séismes dont les formes d'onde sont jugées suffisamment semblables. Appliquée pour la première fois sur des séquences sismiques en Algérie sa mise en œuvre a nécessité un travail colossal de programmation et de traitement du signal pour développer, améliorer et adapter des codes aux données utilisées dans cette étude.

Le mécanisme au foyer est généralement déterminé par l'une des deux approches suivantes : *(i)* A partir de polarités des premiers arrivées (ondes P) au niveau de chaque station, *(ii)* Et, Par inversion des formes d'ondes.

Nous avons appliqué ces méthodes à plusieurs séquences sismiques importantes qui se sont produites entre 2010 et 2021.

4.2 La problématique de la localisation des séismes

La localisation d'un tremblement de terre consiste à déterminer l'espace et le temps d'occurrence de l'énergie libérée par un événement sismique. On appelle la "localisation absolue" si la localisation d'un événement est déterminée par rapport à un système de coordonnées géographiques et une norme de temps fixes. On appelle "localisation relatif" si un événement est situé par rapport à un autre événement dont l'emplacement absolu peut être incertain. Comme il a été mentionné dans le chapitre 1 dans la Figure 1.8 pour un milieu homogène à vitesse constante v pour un type d'onde donné (onde P ou onde S), le temps d'arrivée à un emplacement (x, y, z) pour une source située à (x_0, y_0, z_0) et au temps t_0 est donné par :

$$t_{obs} = t_0 + \frac{1}{v}\left[(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + (z-z_0)^2\right]^{1/2} \tag{4.1}$$

L'équation (4.1) montre qu'une modification des coordonnées spatiales de la source entraîne une modification non linéaire du temps d'arrivée. Pour un milieu avec un champ de vitesse général $v(x)$, le temps d'arrivée peut être exprimé sous la forme d'une intégration le long de la trajectoire du rayon S, soit :

$$t_{obs} = t_0 + \int_S u(x)\mathrm{dx} \qquad \text{où} \qquad u(x) = \frac{1}{v(x)} \tag{4.2}$$

Comme il a été mentionné dans le chapitre 1 dans la Figure 1.8 ; $u(x)$; est le champ de lenteur du milieu et x est la position spatiale. L'équation (4.2) est non linéaire car un changement de l'emplacement de la source entraîne un changement du trajet du rayon

le long duquel l'intégration est évaluée. Par conséquent, le problème de localisation est intrinsèquement *non linéaire*.

$$d_{obs} = g(m), \tag{4.3}$$

Où $g(m)$ est une fonction non linéaire qui prédit les temps d'arrivée pour un m donné.

4.3 Méthodes de localisation absolue

4.3.1 Inversion linéarisée itérative

Les méthodes de localisation standard sont basées sur la méthode de Geiger [1912] et sont devenues plus pratiques avec le développement des ordinateurs modernes. Le problème non linéaire de localisation des séismes peut être linéarisé à l'aide de méthodes itératives si les emplacements de départ sont légèrement perturbés par rapport aux emplacements réels. Les temps d'arrivée observés sont obtenus par sélection manuelle ou automatique des phases dans les sismogrammes. Les temps d'arrivée prédits pour un emplacement de départ (hypocentre et heure d'origine) sont calculés pour chaque récepteur en utilisant un modèle de vitesse fixe (généralement unidimensionnel). Les résidus des temps d'arrivée (temps observé moins temps prédit) peuvent être liés aux perturbations de l'hypocentre de sorte que l'emplacement de l'événement peut être mis à jour jusqu'à ce que certains critères de fin de programme soient satisfaits. Par exemple, si la norme L2 est utilisée pour quantifier l'inadéquation (*misfit*) entre les arrivées observées et théoriques, l'inadéquation E est alors définie comme le carré de la norme L2, soit :

$$E = \sum_{i=1}^{N} \left(t^i_{obs} - t^i_{pre} \right)^2 \tag{4.4}$$

Où t^i_{obs} et t^i_{pre} sont les temps d'arrivée observées et prédites pour la $i^{ème}$ phase, respectivement, et N est le nombre total de phases. L'emplacement (et l'heure d'origine) qui minimise l'inadéquation est ensuite choisi comme emplacement de l'événement. Il s'agit de la solution dite des moindres carrés du problème de localisation. Les équations publiées par Geiger [1912] sont actuellement à la base de tous les programmes de localisation utilisés en routine dans les observatoires sismologiques mondiaux, comme Hypo71 [Lee et Lahr 1975], Hypoinverse [Klein 2002] et Hypoellipse [Lahr 1999].

La première localisation des séquences sismiques étudiées dans cette thèse (voir la section 4.8) a été réalisée par le programme Hypoinverse [Klein 2002], écrit en Fortran et qui fonctionne sous Unix/Linux. Ce programme recherche l'hypocentre avec une méthode de résolution par moindres carrés, en plusieurs itérations. Celles-ci s'arrêtent lorsque les valeurs atteignent des limites définies au préalable dans le fichier test du programme, par exemple quand le nombre maximum d'itérations défini est atteint, ou lorsque l'ajustement de l'hypocentre est inférieur à une valeur indiquée, ou encore lorsque le RMS entre deux itérations successives est inférieur à une valeur donnée. Ce programme a été utilisé pour localiser la majorité des séismes de l'Algérie.

Les méthodes classiques localisent chaque événement séparément en utilisant des modèles de vitesse unidimensionnels. Mais en raison des imprécisions et des limites du modèle de vitesse, les localisations sont souvent biaisées.

4.3.2 Modèle de vitesse

La recherche d'un modèle de vitesse de terre permet d'affiner les localisations d'hypocentres et de caractériser la rhéologie du système. Cette section décrit la procédure suivie pour déterminer ou améliorer le modèle de vitesse 1-D pour chaque zone d'étude. Dans une localisation classique, où l'on considère un modèle en profondeur à plusieurs couches (1-D), on cherche simplement à retrouver les 4 paramètres de localisation. L'amélioration du modèle de vitesse permet d'affiner les localisations primaires en réduisant au minimum la différence entre les temps observés aux stations et les temps synthétiques. La recherche de ce modèle s'effectue à l'aide du programme VELEST [Kissling 1995, Kissling *et al.* 1994], écrit en Fortran et qui fonctionne sous Unix/Linux.

VELEST résout de manière itérative le problème couplé hypocentre-vitesse en inversant simultanément les paramètres hypocentraux, les vitesses sismiques et les corrections de station. Comme le problème inverse est non linéaire, la solution est obtenue par itération, où une itération consiste à résoudre à la fois le problème direct et le problème inverse. Pour résoudre le problème de localisation des séismes locaux, une décomposition supplémentaire de la valeur singulière de la matrice symétrique est effectuée afin de calculer les valeurs propres, mais ceci n'est fait qu'en mode *single-event*. Le calcul du modèle minimum 1-D nécessite de multiples itérations pour sélectionner et tester les paramètres de contrôle appropriés à l'ensemble des données et au problème. L'explication complète de la théorie de la résolution du problème du modèle couplé de vitesse de l'hypocentre dans le programme VELEST est expliquée en détail par Kissling [1995], Kissling *et al.* [1994].

Pour ce faire, nous avons adapté ce code à nos données utilisées, nous expliquerons les différentes étapes ainsi que les différents tests qui nous ont menés au modèle de vitesse 1-D minimum final :

- La première étape pour déterminer le modèle de vitesse 1-D minimum est d'établir un modèle 1-D a priori. Toutes les informations a priori disponibles concernant le modèle de vitesse en couches de la zone étudiée doivent être obtenues en recherchant les études précédentes sur la zone.
- La deuxième étape pour déterminer le modèle 1-D minimum consiste à établir la géométrie et les intervalles de vitesse des modèles 1-D plausibles. En raison du couplage inhérent entre les vitesses sismiques et la localisation de l'hypocentre, seules les données de la plus haute qualité peuvent être utilisées. Les critères de la plus haute qualité sont les suivants : au moins 10 observations du premier mouvement pondérées par zéro, RMS < 0.5, écart (gap) azimutal < 180 degrés, et la distance entre la station la plus proche et l'épicentre < 20 km. Les hypocentres, les délais des stations et les paramètres de vitesse ont été inversés à chaque itération. Cette procédure a été répétée avec de nouvelles vitesses mises à jour dans le modèle 1-D de référence, de nouveaux délais de station et de nouveaux emplacements d'hypocentre. Le nombre total d'itérations de cette procédure augmente jusqu'à ce que la valeur RMS atteigne un minimum après lequel les perturbations deviennent statistiquement insignifiantes.
- La troisième étape pour déterminer le modèle 1-D minimum consiste à relocaliser tous les séismes en utilisant le modèle 1-D de vitesse des ondes P fraichement obtenu, y compris les délais des stations en mode *« single-event »* (en fixant les paramètres de station et de vitesse).
- La dernière étape pour déterminer le modèle 1-D minimum consiste à calculer le modèle 1-D minimum pour le sous-ensemble de données de haute qualité. Cette étape est similaire à la deuxième étape. Cependant, dans celle-ci, d'autres modèles de vitesse initiale ont été exécutés dans l'inversion en conservant le même modèle de stratification mais en changeant les valeurs de vitesse. Cette méthode de variation des vitesses permet de voir dans quelle mesure ils convergent vers un minimum local, compte tenu d'une large gamme de modèles d'entrée variables.

4.3.3 Wadati ou rapport Vp/Vs

Étant donné l'emplacement d'une source sismique, on peut calculer le temps de parcours d'une phase particulière vers une station sismique située n'importe où dans un modèle de

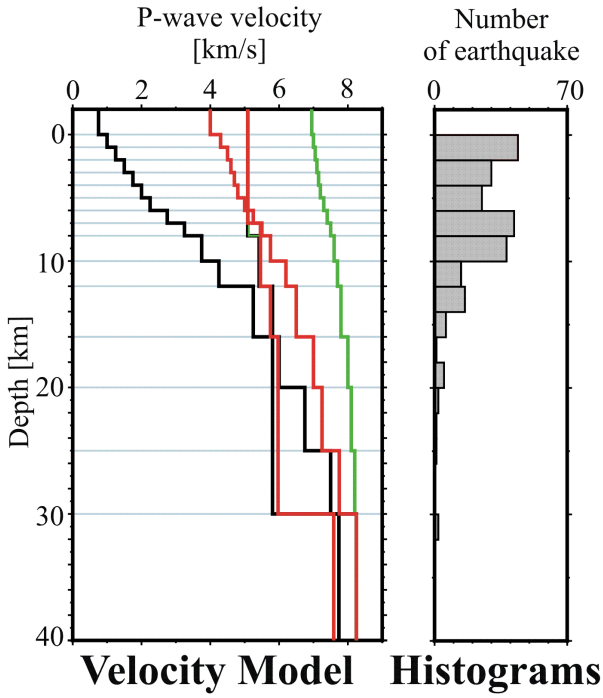


FIGURE 4.1 – Modèle de vitesse calculé par VELEST à partir de 227 événements enregistrés entre 2011 et 2015. Trois modèles de vitesse d'essai (lignes pointillées vertes, rouges et noires) avec des vitesses d'ondes P crustales faibles, intermédiaires et élevées sont représentés. Le modèle 1-D final de vitesse des ondes P après le processus d'inversion est représenté par une ligne en gras, et les histogrammes donnent le nombre d'événements utilisés par VELEST dans chaque intervalle de profondeur.

vitesse arbitrairement complexe [Lay et Wallace 1995]. Cette section décrit la procédure utilisée dans notre analyse pour calculer le rapport V_p/V_s (nécessaire pour calculer le modèle de vitesse V_s à partir d'un modèle V_p initialement calculé).

Cette méthode est utilisée pour calculer un rapport V_p/V_s moyen pour la zone étudiée. La méthode de Wadati modifiée [Chatelain 1978] est brièvement décrite ci-dessous. Le rapport V_p/V_s est utile pour améliorer la précision des profondeurs hypocentrales dans les algorithmes de localisation. Si nous considérons un événement k qui est enregistré par deux stations (i, j) à des distances hypocentrales x_i et x_j, la différence de temps entre les phases $P_i - P_j$ et $S_i - S_j$ peut être exprimée comme suit :

$$P_i - P_j = \frac{(x_i - x_j)}{V_p} \tag{4.5}$$

$$S_i - S_j = \frac{(x_i - x_j)}{V_s} \tag{4.6}$$

où V_p et V_s sont les valeurs de la vitesse de l'onde P et de l'onde S, respectivement. En divison l'équation (4.6) par l'équation (4.5) on obtient :

$$\frac{\Delta T_s}{\Delta T_p} = \frac{S_i - S_j}{P_i - P_j} = \frac{V_p}{V_s} \tag{4.7}$$

L'ajustement par des méthodes de régression linaire de ΔT_s en fonction de ΔT_p pour toutes les paires de stations disponibles donne la valeur de la pente V_p/V_s (Figure 4.2).

La méthode de Wadati modifiée a été appliqué pour déterminer le rapport V_p/V_s dans trois zones d'études différentes (Bni-Ilman, Aouana, Mila). A partir du fichier de localisation (*.*prt*) contenant les différentes phases pointées à chaque station et pour chaque événement dans chacune des trois séquences, et en utilisant un code Matlab développé pour la méthode, nous avons trouvé 8806, 1645, et 2174 pairs pour Beni-ilman, Aouana, et Mila, respectivement (Figure 4.2), chaque pair est enregistré au minimum par deux stations.

L'étape suivante consiste a généré un cross-plot ΔT_p *.vs.* ΔT_s , ce dernier montre un nuage de points avec une tendance linéaire de la forme $\Delta T_s = k.\Delta T_p$, afin d'estimer la pente k (i.e. V_p/V_s), on a effectué une régression linéaire au sens des moindres carrées.

Les valeurs obtenus des rapports Vp/Vs pour Bni-Ilman, Aouana, et Mila sont respectivement (1.71 ± 0.007), (1.68 ± 0.01), et (1.75 ± 0.01) .

On remarque également que les valeurs de R^2 dépassent 96% pour les trois régions d'étude, ce qui reflète la fiabilité des modèles construits : $\Delta T_s = f(\Delta T_p)$.

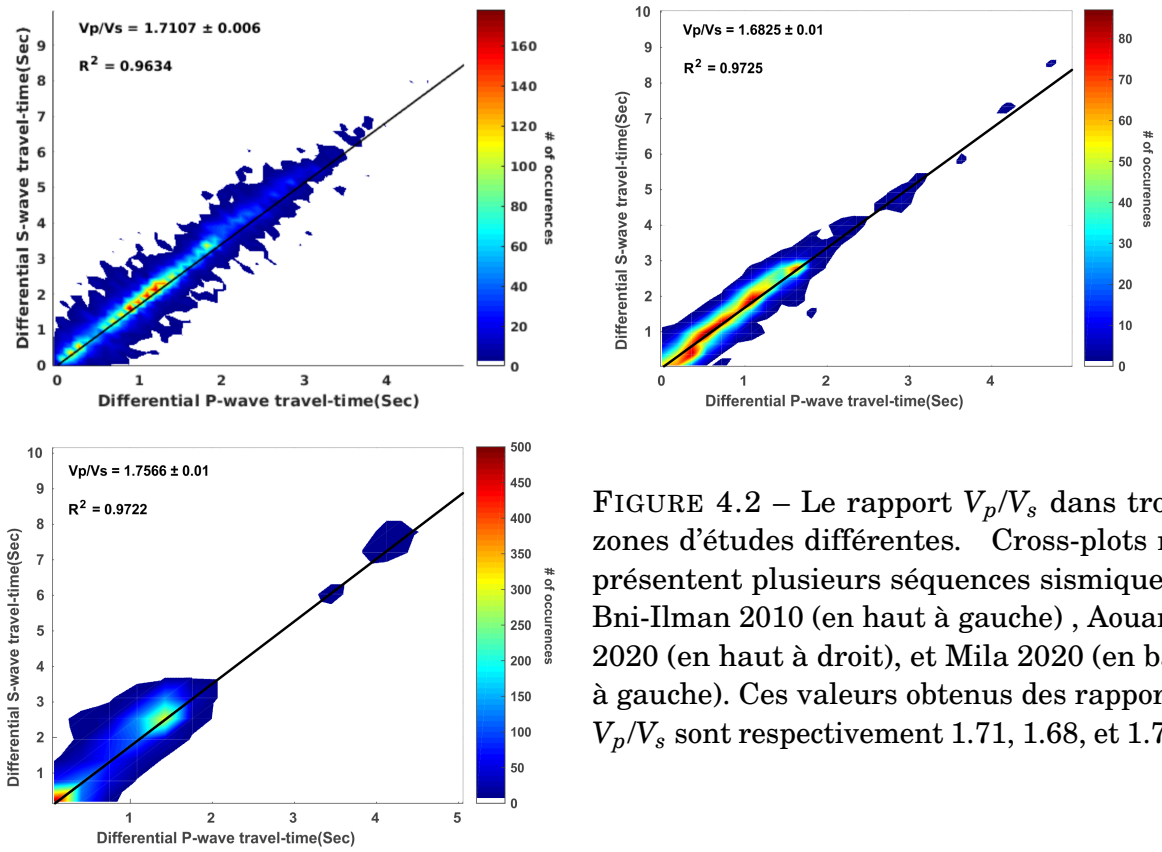


FIGURE 4.2 – Le rapport V_p/V_s dans trois zones d'études différentes. Cross-plots représentent plusieurs séquences sismiques : Bni-Ilman 2010 (en haut à gauche) , Aouana 2020 (en haut à droit), et Mila 2020 (en bas à gauche). Ces valeurs obtenus des rapports V_p/V_s sont respectivement 1.71, 1.68, et 1.75.

4.4 Méthodes non linéaires

Le problème de localisation n'est pas linéaire même dans le cas le plus simple d'un modèle de vitesse uniforme, mais comme il n'y a que quelques inconnues, les méthodes non linéaires (méthodes qui ne linéarisent pas le problème) sont souvent très faciles à mettre en œuvre. Les méthodes non linéaires offrent certains avantages importants par rapport aux inversions linéarisées. Par exemple, la formulation probabiliste des méthodes non-linéaires. Il est commode d'introduire l'aspect probabiliste au problème de la localisation. L'hypocentre n'est plus représenté par un point unique, mais par une fonction de densité de probabilité. La solution du problème non linéaire correspond dans ce cas au maximum de la densité de probabilité [Tarantola et Valette 1982]. L'approche probabiliste dans la localisation des séismes permet d'apporter l'information la plus générale possible sur les coordonnées de l'hypocentre. Le principal inconvénient réside dans la nécessité d'une certaine exploration de l'espace des modèles, c'est-à-dire dans la nécessité d'effectuer un grand nombre de fois le problème direct ; cette limitation est particulièrement influente lorsque le volume à échantillonner est important. Un avantage par rapport aux méthodes classiques réside dans une prise en compte rigoureuse des erreurs. Aussi, le problème direct n'étant pas linéaire, des pathologies peuvent se produire avec les méthodes d'inversion linéaires en ce qui concerne l'estimation de la position de l'hypocentre (les minimums secondaires). Dans l'approche probabiliste, on estime la région hypocentral par une méthode classique, puis on entreprend une exploration systématique (non linéaire) de l'espace des coordonnées hypocentrales. Cela conduisait au calcul explicite de la fonction de densité de probabilité de présence de l'hypocentre.

Certaines séquences de données sismiques dans cette thèse ont été réévaluées en utilisant l'algorithme *NonLinLoc* [Lomax *et al.* 2000]. *NonLinLoc* suit la formulation probabiliste des problèmes inverses non linéaires de Tarantola et Valette [1982]. Dans l'Annexe A nous présentons une formulation mathématique de la fonction de densité de probabilité selon les travaux de Tarantola et Valette [1982], ainsi que l'une des algorithmes (*Oct-Tree*) implantés dans *NonLinLoc* est utilisé pour calculé cette fonction de densité.

NonLinLoc fonctionne sous Unix/Linux, développé par Anthony Lomax [Lomax *et al.* 2009; 2000]. Ce programme permet de localiser des séismes aussi bien avec des modèles 1D qu'avec des modèles 3D. Pour cela, nous fournissons au programme les modèles de vitesses d'ondes P et S, ainsi que la liste des stations utilisées (avec leurs coordonnées). Le module « *Grid2Time* » crée alors une grille de temps pour chaque station, correspondant, à chaque case de la grille, au temps que mettrait une onde sismique pour aller de la station à cette case

(et inversement). La méthode de calcul est basée sur l'algorithme par différences finies de Podvin et Lecomte [1991]. Il suffit ensuite d'indiquer au programme le fichier contenant les temps d'arrivées d'onde, et *NonLinLoc* calcule un estimateur du maximum de vraisemblance de la localisation.

4.5 Méthodes de localisation relative

Contrairement aux méthodes de localisation absolue, les méthodes de localisation relative des séismes déterminent la position spatiale et l'heure d'origine d'un événement par rapport à un ou plusieurs autres événements. La principale raison de l'application d'une méthode de localisation relative est d'améliorer la précision de la localisation des événements. La précision d'une localisation absolue de l'hypocentre est contrôlée par un certain nombre de facteurs, par exemple la géométrie du réseau sismologique, la connaissance de la structure des vitesses et la précision des mesures du temps d'arrivée. Les effets dus à un modèle de vitesse perfectible peuvent être réduits en utilisant des méthodes de localisation relative [Got *et al.* 1994]. Considérons deux séismes pour lesquels leur séparation hypocentrale est faible par rapport à la distance source-récepteur et à la longueur caractéristique de l'hétérogénéité des vitesses, les trajets des rayons depuis les hypocentres jusqu'à une station commune seront très similaires pour les deux événements. Il est alors possible d'utiliser la différence des temps de parcours de deux événements à une station commune pour déterminer le décalage spatial entre eux avec une grande précision. En effet, les erreurs systématiques dues à un modèle de vitesse imparfait seront annulées, sauf pour la partie où les trajectoires des rayons ne sont pas communes. Pour améliorer encore la précision de la localisation, on peut minimiser les erreurs dues aux mesures du temps d'arrivée. On peut y parvenir en mesurant les temps différentiels, au lieu des temps absolus, avec des techniques de corrélation de formes d'onde. Supposons qu'il y ait deux tremblements de terre proches l'un de l'autre avec des mécanismes de source presque identiques, leurs formes d'onde enregistrées à une station commune seront très similaires. La corrélation des deux formes d'onde permettra donc d'extraire leur temps d'arrivée différentiel avec une grande précision. Des études ont montré qu'il est possible d'atteindre une précision de 1 ms pour les mesures de temps différentiel en utilisant des méthodes de corrélation de formes d'onde [Frémont et Malone 1987], alors que la précision pour le début de phase choisi est habituellement de 0.1 à 0.3 s. Cela implique qu'en utilisant des méthodes de localisation relative avec des mesures de temps différentiel, on peut calculer la localisation relative entre les séismes avec des erreurs de seulement quelques mètres à quelques dizaines de mètres.

Dans la suite de ce travail nous utiliserons le terme de "doublet sismique" pour définir deux événements ayant des formes d'ondes similaires. Quand il s'agira de familles d'événements on parlera plutôt de "multiplet".

4.6 Relocalisation des séismes

La relocalisation des tremblements de terre consiste à retravailler les emplacements des tremblements de terre dans un catalogue dans l'espoir d'améliorer les emplacements existants des événements. Cela comprend *(1)* l'ajout de nouvelles informations a priori au problème, par exemple l'utilisation d'un modèle de vitesse plus réaliste pour les localisations, *(2)* l'utilisation d'une méthode de relocalisation plus sophistiquée, par exemple l'utilisation de méthodes de localisation relative, au lieu de localisations absolues, pour faire ressortir les détails de la sismicité d'un groupe d'événements, ou *(3)* l'utilisation d'un meilleur algorithme de détection de phase afin d'obtenir des mesures plus précises. Puisque la relocalisation des séismes n'est qu'une revisite du problème de localisation, il n'y a pas de différence fondamentale entre le problème de localisation des séismes et celui de la relocalisation. Toutes les méthodes de localisation que nous avons décrites dans les sections précédentes sont également applicables au problème de la relocalisation.

Au cours des 30 dernières années, l'inter-corrélation des formes d'onde a été un outil de plus en plus important pour améliorer les localisations relatives entre des événements proches en raison de la grande précision des temps différentiels [e.g. Bourouis 2004, Frechet 1985, Frémont et Malone 1987, Geller et Mueller 1980, Got *et al.* 1994, Lambotte *et al.* 2014, Pacchiani et Lyon-Caen 2010, Waldhauser *et al.* 1999].

Les multiplets de tremblements de terre consistent en des formes d'onde très similaires, dépassant souvent des coefficients d'inter-corrélation de 0.8 [e.g. Frémont et Malone 1987, Geller et Mueller 1980]. Ils sont courants dans les zones tectoniques et volcaniques du monde entier et il est probable qu'ils soient causés par des séismes très proches les uns des autres et générés par des processus sources similaires et non destructifs [Geller et Mueller 1980]. Comme ils sont constitués de séismes très proches les uns des autres, il est possible de déterminer la relocalisation relative des hypocentres avec une grande précision [e.g. Frechet 1985, Frémont et Malone 1987, Got *et al.* 1994, Poupinet *et al.* 1984, Waldhauser et Ellsworth 2000].

La précision de la relocalisation est améliorée en utilisant des méthodes d'inter-corrélation de formes d'onde de haute précision pour déterminer les mesures de temps

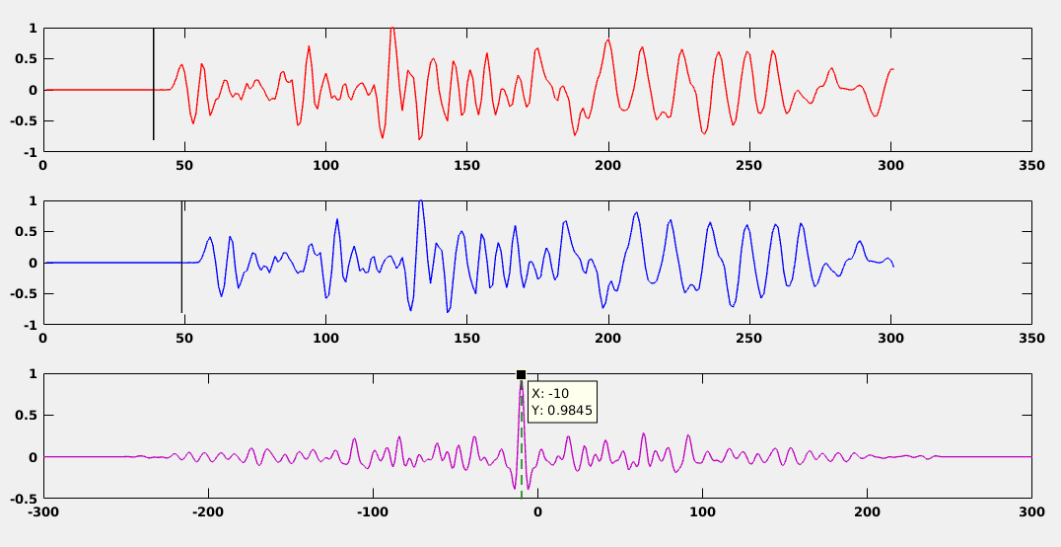


FIGURE 4.3 – Exemple de l'inter-corrélation temporelle. Deux signaux enregistrés sur la composante verticale de station SP01 d'évènements de 2010.05.17-23.58.15 et 2010.05.18-01.09.14 de la séquence sismique de Bni-Ilman 2010 et la cross corrélation temporelle

relatif. Cela peut être fait soit dans le domaine fréquentiel [Poupinet *et al.* 1984], soit dans le domaine temporel [Deichmann et Garcia-Fernandez 1992]. L'objectif principale de la cross-corrélation est la comparaison des signaux entre eux mutuellement, et de trouver le degré de ressemblance, dit aussi coefficient de corrélation. Le principe de la cross-corrélation des sismogrammes est détaillée dans l'Annexe B.

4.6.1 L'inter-corrélation temporelle

L'inter-corrélation temporelle est mesurée entre deux séries temporelles le long d'une fenêtre donnée, cette dernière indique le degré de similarité entre les deux signaux temporels (Figure 4.3), c'est l'abscisse du maximum du coefficient de corrélation qui indique le décalage temporel entre deux sismogrammes et c'est l'amplitude qui indique le niveau de similarité des signaux et qui permet de quantifier la qualité de leur alignement (voir l'Annexe B pour plus de détails).

4.6.2 L'inter-corrélation spectrale

L'analyse spectrale est fondée sur l'utilisation de bande de fréquence où les signaux sont le plus semblables et éliminés celle où la cohérence est faible. Cette analyse spectrale est fondée sur le calcul de l'inter-spectre qui exprime la quantité d'énergie cohérente entre deux

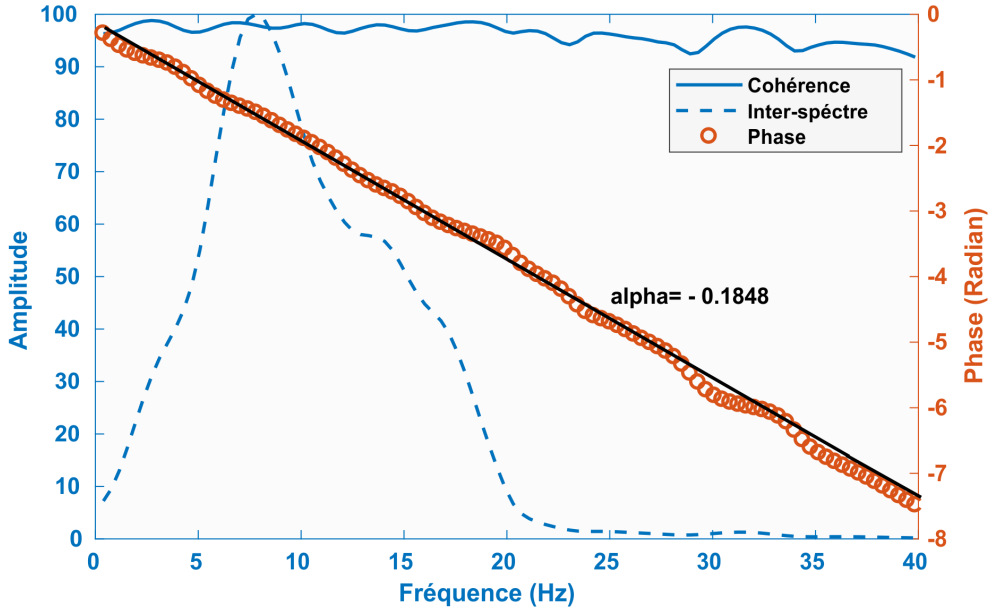


FIGURE 4.4 – Exemple de l'inter-corrélation spectrale. En fonction de la fréquence, l'inter-spectre normalisé (trait bleu pointillé) de deux sismogrammes ainsi que la fonction de cohérence (trait bleu) et la phase déroulée (cercles oranges, trait noir la régression linéaire) correspondantes, pour deux signaux enregistrés sur la composante verticale de station SP01 d'évènements de 2010.05.17-23.58.15 et 2010.05.18-01.09.14 de la séquence sismique de Bni-Ilman 2010.

signaux en fonction de la fréquence (Figure 4.4). C'est la pente de la phase de l'inter-spectre qui nous intéresse, car elle exprime le décalage temporel entre deux signaux (voir l'Annexe B pour plus de détails).

Les diverses étapes composant cette analyse sont :

1. Le calcul de l'inter-spectre et des auto-spectres ;
2. Le calcul de la cohérence ;
3. Le déroulage du spectre de phase ;
4. La mesure du délai ;
5. Un test de cohérence moyenne sur toutes les paires.

4.6.3 Méthodes d'Identification et d'extraction des multiplets

La Figure 4.5 montre l'organigramme expliquant la procédure utilisée pour l'extraction des multiplets, une explication détaillée de la procédure avec des formulations mathématiques

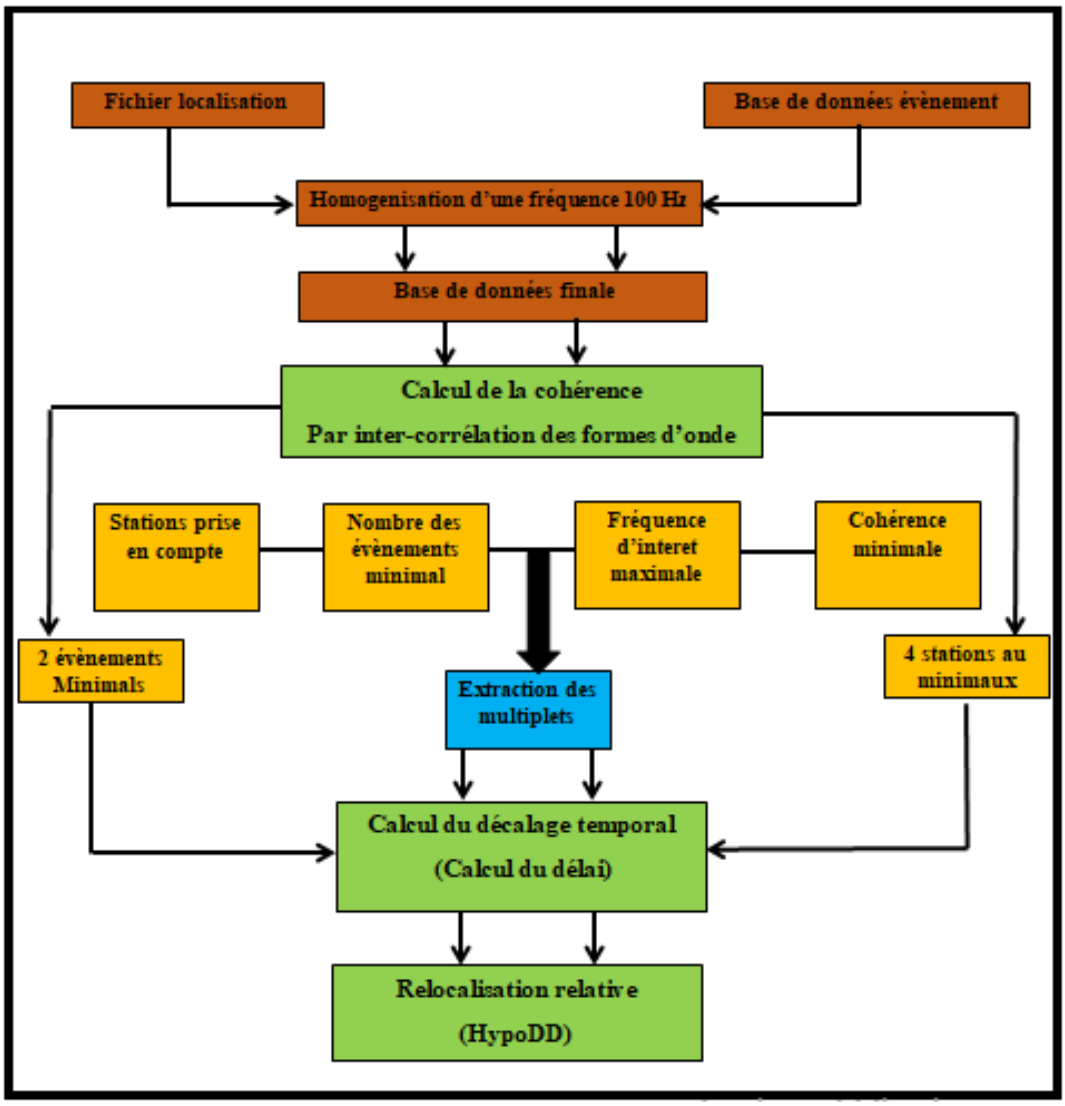


FIGURE 4.5 – Organigramme explicatif de principe de la relocalisation relative par multiplets.

et des tests synthétiques utilisant des codes que j'ai développés en MATLAB ou adaptés et améliorés à cet effet se trouve dans un projet que j'ai proposé pour un mémoire de Master PDG [Roubeche 2019].

4.6.4 HypoDD

Les données brutes utilisées par HypoDD sont les différences de temps de trajet pour chaque paire d'événements et pour toutes les stations du réseau sismique. Ces données peuvent être obtenues de deux façons différentes, soit à partir du catalogue de localisation

absolue, soit à partir des données de cross-corrélation entre formes d'ondes.

HypoDD accepte toutes les combinaisons de données de catalogue d'ondes P/S (pics de phase) et/ou de données d'inter-corrélation. Des différences de temps de trajets sont formées [Waldhauser et Ellsworth 2000] pour relier mutuellement toutes les paires possibles de localisations pour lesquelles des données sont disponibles. Un algorithme de localisation des séismes par double différence produit, dans une certaine mesure, des localisations relatives plus précises des séismes [Waldhauser et Ellsworth 2000]. Il s'agit d'une méthode de localisation relative spécifiquement développée pour la sismologie des tremblements de terre et qui a tendance à mieux fonctionner avec un regroupement dense d'événements. La précision des localisations absolues de l'hypocentre est contrôlée par plusieurs facteurs, dont la géométrie du réseau, les phases disponibles, la précision de la lecture des temps d'arrivée et la connaissance de la structure crustale. L'épine dorsale de cet algorithme provient d'une équation de cette procédure itérative des moindres carrés. Celle-ci met en relation le résidu entre la différence de déplacement de phase observée et prédite pour des paires de séismes à des stations communes, avec les changements du vecteur reliant leurs hypocentres. Cela se fait par le biais des dérivées partielles des temps de parcours pour chaque événement, par rapport à l'inconnu [Waldhauser et Ellsworth 2000]. HypoDD accepte toutes les combinaisons de données de catalogue d'ondes P/S (pics de phase) et/ou de données d'inter-corrélation. Les différences de temps de parcours sont formées [Waldhauser et Ellsworth 2000] pour relier entre elles toutes les paires possibles d'emplacements pour lesquelles des données sont disponibles.

Dans cette thèse, pour la relocalisation des séquences nous avons appliqué deux méthodes :

- La première l'approche de maître-esclave, une méthode couramment utilisée pour obtenir la localisation relative des événements à partir de mesures différentielles de temps de parcours [Frémont et Malone 1987]. Dans cette approche, chaque événement d'un groupe est localisé par rapport à un seul événement, l'événement maître. L'événement maître est souvent choisi pour être un événement localisé avec précision puisqu'une erreur dans la localisation de l'événement maître affectera la localisation absolue de l'ensemble de l'essaim.
- La deuxième approche utilise HypoDD qui combine les délais calculés des arrivées des ondes P et S plus les délais d'inter-corrélation calculés pour toutes les paires d'événements possibles dans une séquence. HypoDD est également appliqué séparément à chaque groupe de multiplets identifiés.

4.7 Mécanisme de foyer et Inversion du tenseur des moments

Les mécanismes aux foyers des différentes séquences sismiques ont été calculés en utilisant les polarités du premier mouvement de l'onde P, détectées sur la composante verticale des stations. Nous retenons les évènements avec un minimum de 10 phases. Les polarités, ainsi que l'azimute et l'angle d'incidence déduits des localisations des séismes constituent le fichier d'input pour le logiciel *SPHERA* [Rivera et Cisternas 1990]. Le code *SPHERA* fournit deux paramètres, le score et la qualité, qui mesurent le décalage défini comme la différence entre les polarités observées et prédites par le modèle.

Nous avons utilisé également une technique de modélisation de forme d'onde développée par Yagi et Nishimura [2011] pour estimer indépendamment le mécanisme au foyer pour les chocs principaux et les répliques forts. Nous avons complètement automatisé l'opération d'inversion en intégrant le code dans Matlab. Plusieurs routines ont été mises en œuvre pour le prétraitement et l'analyse des données, le code fournit aussi le moment sismique et ajustées la profondeur du séisme. Nous décrivons brièvement les différentes étapes :

- Synchronisation : alignement de tous les enregistrements sur un temps de référence absolu ;
- Coupure des fenêtres de temps : le signal est coupé dans le but d'obtenir de l'information sur la source. Nous avons coupé le signal après 100-300 s depuis le temps d'origine de l'événement ;
- Afin d'obtenir un résultat optimal, nous déconvolons la réponse instrumentale en utilisant plusieurs méthodes via un processus automatisé en Matlab qui inclut des *scripts shell* pour assurer le fonctionnement du code SAC (Chapitre 3 ; Section 3.7).
- Saisie de l'information du séisme et des stations dans les fichiers SAC : l'information de localisation de chaque séisme à traiter est nécessaire pour calculer la position et la direction relative de chaque station à l'hypocentre.
- La tendance linéaire a été supprimée avec une apodisation de type *tukeywin* appliqué sur les deux extrémités du signale (voir Figure 6.10 Section 6.4.3).
- Le filtrage : Une gamme de fréquences de 0.01-0.1Hz a été utilisée pour minimiser les effets du bruit à basse et haute fréquence sur la mesure de la dispersion des ondes de surface. Nous avons utilisé un filtre de *Butterworth* aller-retour de deux pôles entre 0.01 et 0.1 Hz.
- Interpolation : dans le but d'avoir le nombre de points nécessaires à utiliser pour le programme d'inversion, les données ont été sous-échantillonnées avec un taux de 1

Hz.

- Intégration temporelle : Nous voulons obtenir un enregistrement de déplacement en fonction du temps. Ceci se fait via l'intégration temporelle d'un sismogramme en vitesse.
- Les fonctions de Green ont été calculées en utilisant le code *AXITRA* [Coutant 1990] basé sur la méthode de Bouchon [1980] (*discrete wavenumber method*) avec le même traitement de filtrage, afin de générer un jeu de données de sismogrammes 3-composantes synthétiques.
- La RMS est donc calculée à partir de la comparaison des signaux observés et des signaux calculés par l'approche de discrétisation du nombre d'onde [Bouchon 1980]. La méthode permet d'isoler les meilleures solutions capables de décrire les signaux observés.
- La détermination précise du tenseur du moment du séisme et des paramètres de la source dépend fortement de la localisation du séisme et de modèle de vitesse. Les fonctions de Green ont été calculées pour les modèles de vitesse (Sections 4.3.2 et 4.3.3), et utilisées dans l'inversion des formes d'onde observées.
- Les solutions de tenseur de moment ont un facteur de qualité attribué par le nombre de stations utilisées pendant l'inversion, et la qualité de l'ajustement entre les données synthétiques et observées Figure 4.6).

La Figure 4.6 montre un exemple des résultats obtenus dans cette étude pour le choc principal d'El Aouana du 24 janvier 2020. La magnitude de moment de l'événement M_w = 5.0 pour un moment sismique de $M_0 = 3.62 \times 10^{16}$ N.m. L'inversion des formes d'ondes de ce séisme montrent un mouvement de glissement latéral gauche pour le plan nodal orienté N026°E, et un mouvement de glissement latéral droit pour le plan nodal orienté N116°E. La solution obtenue est bien contrainte avec un degré de confidence égale à 89 % pour la profondeur de 7 km (Figure 4.7). Nous cherchons à obtenir une solution qui ait une fonction erreur quadratique d'ajustement des formes d'ondes la plus petite possible pour s'assurer que la solution est bien contrainte. Dans cet exemple 24 composantes ont été utilisées dans l'inversion (Figure 4.6).

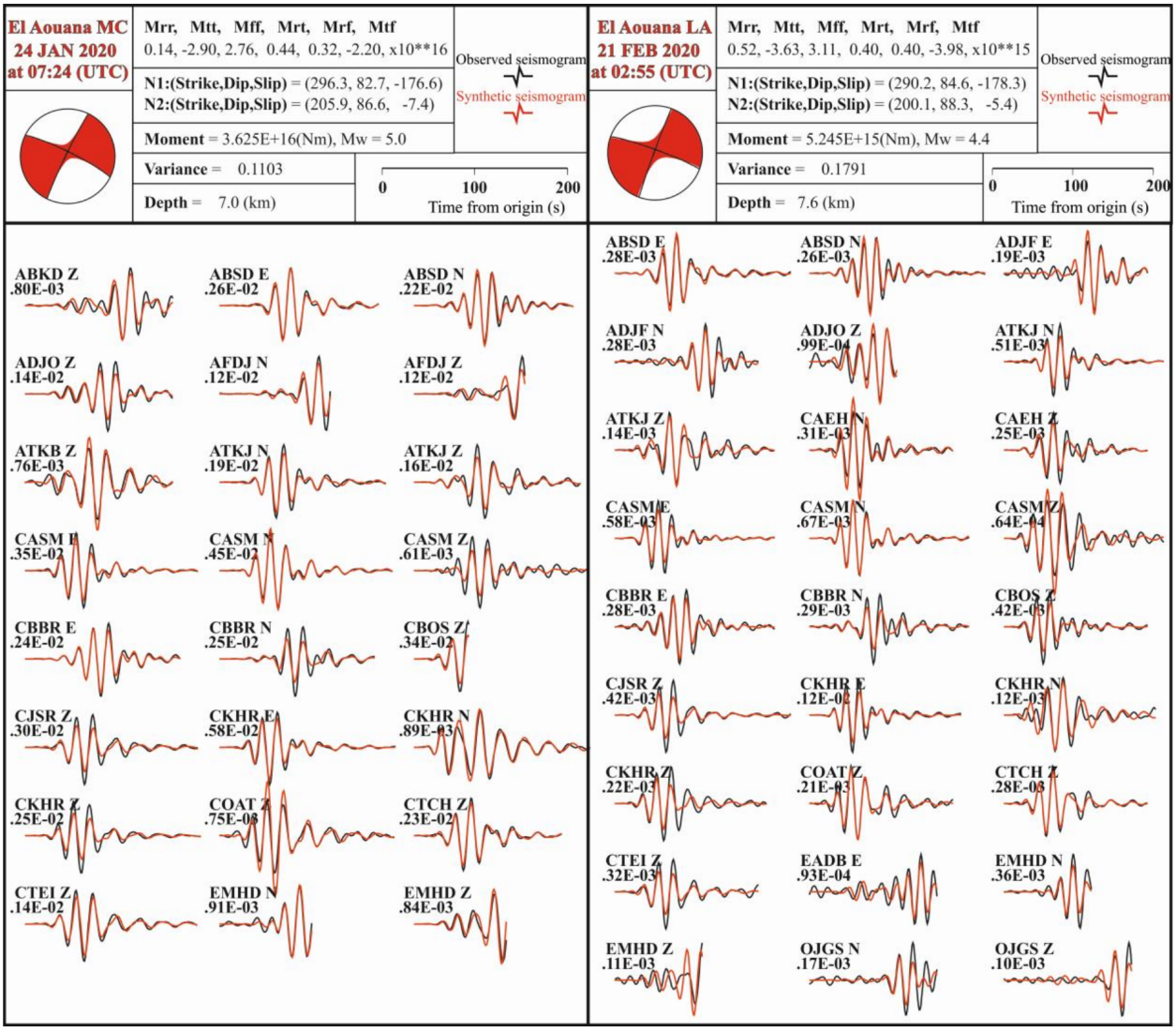


FIGURE 4.6 – Solution du tenseur de moment et les formes d'onde les mieux ajustées pour le choc principal d'El Aouana (MC) du 24 janvier 2020 (M_w 5.0). Les lignes noires et rouges représentent respectivement les données en vitesse observées et synthétiques, les deux sont en cm/s et filtrées en utilisant la même bande de fréquences. Les valeurs dans la légende en haut représentent les paramètres du tenseur de moment, les solutions de plan de faille les mieux ajustées, le moment sismique M_0, la magnitude de moment M_w, la variance et la profondeur focale. Les étiquettes de texte sur chaque trace sont les amplitudes maximale (cm/s) et le code de station. Idem pour les plus grandes répliques M_w 4.4 du 21 février 2020 (LA).

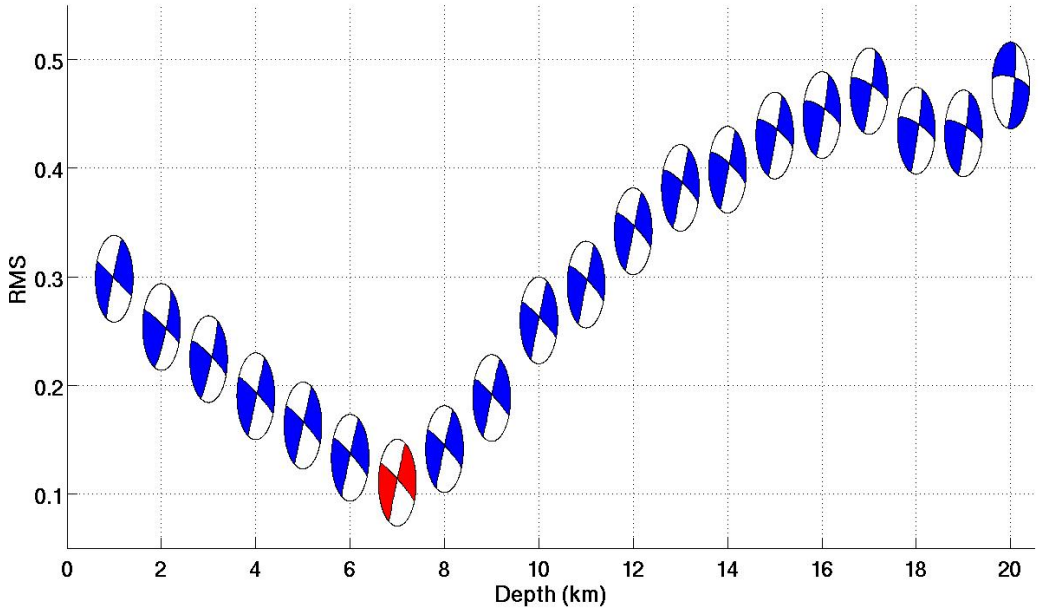


FIGURE 4.7 – Degré de confiance (RMS) en fonction de la profondeur.

Région	Date	Origin Time	Localisation		Depth	Nodal Plan A			Nodal Plan B			M_0	M_w	RMS	Solution
			Lat	Lon		Strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Rake				
	(Ye/Mo/Dy)	(Hr :Mn :Se)	(°)N	(°)E	(km)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(N.m)			FMS
Béjaia-Babors	2012/11/28	23 : 15 : 26	36.82	5.16	11.37	135	063	164	232	076	-152	05.3e+16	5.1	0.30	
	2013/02/22	12 : 30 : 47	36.72	5.21	09.82	125	073	-163	030	074	-017	00.3e+16	4.3	0.31	
	2013/05/19	09 : 07 : 26	36.69	5.26	10.20	138	066	-173	045	083	-025	07.5e+16	5.2	0.13	
	2013/05/26	16 : 00 : 55	36.68	5.25	09.60	095	065	141	204	055	031	02.5e+16	4.9	0.19	
HammamMelouane	2013/07/17	03 : 00 : 52	36.48	3.06	09.90	274	059	170	009	082	032	03.4e+16	5.0	0.27	
	2014/12/23	08 : 00 : 00	36.50	3.03	10.70	273	056	167	011	079	035	01.4e+16	4.7	0.28	
	2014/12/23	08 : 59 : 03	36.51	3.04	10.60	299	057	164	038	076	034	00.3e+16	4.3	0.32	
	2016/02/10	01 : 12 : 14	36.47	3.09	09.70	304	078	156	039	067	013	00.5e+16	4.4	0.29	
Aïn-Azel	2015/03/15	11 : 22 : 10	35.76	5.71	03.40	035	052	041	277	059	134	01.0e+16	4.6	0.16	
	2015/03/17	21 : 14 : 08	35.76	5.69	07.20	287	082	155	021	065	009	00.6e+16	4.5	0.13	
	2015/03/21	22 : 55 : 55	35.77	5.65	06.40	291	084	159	024	069	007	02.9e+16	4.9	0.10	
Kantour	2017/03/05	01 : 46 : 53	36.57	6.77	06.10	272	075	-173	180	083	-015	01.6e+16	4.7	0.12	
	2020/11/22	03 : 53 : 06	36.55	6.80	09.80	272	067	-175	180	085	-023	10.4e+16	5.3	0.15	
Jijel	2014/03/25	00 : 12 : 47	36.96	5.59	05.30	106	011	124	251	081	084	0.08e+16	3.9	0.38	
	2019/07/13	09 : 56 : 35	37.16	5.81	10.20	084	028	100	252	062	085	03.4e+16	5.0	0.36	

TABLEAU 4.1 – Paramètres de la source de quelque séismes modérés qui se sont produits dans la partie Nord-Est et Nord-Centrale de l'Algérie obtenus par l'inversion de forme d'onde

Région	Date	Origin Time	Localisation		Depth	Nodal Plan A			Nodal Plan B			M_0	M_w	RMS	Solution
			Lat	Lon		Strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Rake				
	(Ye/Mo/Dy)	(Hr :Mn :Se)	(°)N	(°)E	(km)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(N.m)			FMS
El Aouana	2020/01/24	07 : 24 : 17	36.69	5.63	07.00	296	083	-177	206	087	-007	03.6e+16	5.0	0.11	
	2020/01/30	13 : 52 : 35	36.65	5.64	06.60	033	073	226	160	059	125	0.05e+16	3.7	0.14	
	2020/02/21	02 : 55 : 51	36.65	5.65	07.60	290	085	-178	200	088	-005	00.5e+16	4.4	0.17	
	2021/07/19	19 : 21 : 26	36.73	5.64	07.20	277	060	167	013	078	030	00.4e+16	4.3	0.19	
Grarem-Gouga (Mila)	2020/07/17	08 : 12 : 44	36.54	6.34	06.40	295	081	167	027	077	009	02.1e+16	4.8	0.11	
	2020/07/17	09 : 49 : 42	36.54	6.37	04.90	297	066	163	034	074	025	0.03e+16	3.6	0.29	
	2020/08/07	06 : 15 : 37	36.55	6.33	07.90	118	089	-160	028	070	-001	03.4e+16	5.0	0.13	
	2020/08/07	11 : 13 : 33	36.55	6.33	07.60	296	060	-174	203	085	-030	00.7e+16	4.5	0.15	
	2020/08/10	13 : 50 : 31	36.54	6.30	05.90	306	041	-160	201	077	-051	0.05e+16	3.8	0.24	
	2020/08/23	14 : 24 : 55	36.52	6.30	05.70	120	090	-139	030	049	-000	0.03e+16	3.6	0.38	
Béjaia	2021/03/18	00 : 04 : 05	36.96	5.17	09.10	071	046	076	270	045	104	96.6e+16	6.0	0.15	
	2021/03/18	00 : 17 : 05	36.95	5.21	08.20	070	042	077	268	049	102	05.8e+16	5.1	0.28	
Babor	2021/11/28	08 : 52 : 33	36.41	5.42	06.10	287	075	-163	193	074	-16	0.07e+16	3.9	0.24	

TABLEAU 4.2 – Paramètres de la source de quelque séismes modérés qui se sont produits dans la partie Nord-Est et Nord-Centrale de l'Algérie obtenus par l'inversion de forme d'onde.

Les Tableaux 4.1, 4.2 et les Figures en Annexe C, montre les résultats de la mdélisation des formes d'ondes pour les 28 séismes petits et modérés enregistrés en champ proche survenus récemment dans différentes régions du pays entre 2010 et 2021 (Béjaia-Babors, Hammam Melouane, Aïn-Azel, El- Kantour, l'offshore de Jijel, El-Aouana, Grarem-Gouga (Mila), l'offshore de Béjaia et Sétif).

Les données utilisées pour déterminer les paramètres des mécanismes aux foyers et d'autres paramètres de source comme la profondeur, le moment sismique et la magnitude du moment, en modélisant les formes des ondes sismiques sont les sismogrammes enregistrés par les stations large bande et dans quelque cas même des stations court période du réseau de surveillance sismologique du CRAAG (ADSN : Algerian Digital Seismic Network) (voir Chapitre 3). Ces deux derniers paramètres (M_0 et M_w) sont aussi déterminés par l'analyse spectrale dans le Chapitre 6.

4.8 Localisation, relocalisation et mécanismes aux foyers des séquences sismiques récentes entre 2010 et 2021

Le déploiement de dense stations sismologiques de haute qualité du réseau numérique permanent (ADSN), et l'installation de plusieurs réseaux temporaires suite aux différents séismes algériens, nous a permis de construire au cours des dix dernières années un jeu de données unique contenant principalement des séquences sismiques suite aux évènements modérés (voir Chapitre 3). L'étude détaillée de ces évènements et notamment la relocalisation de toutes les séquences par des techniques de haute résolution permettrait l'identification fine et la classification des failles actives, ainsi que leurs évolution spatio-temporelle.

Au Tableau 4.3 nous illustrons les différentes méthodes de localisation et relocalisation implémenter durant cette thèse, et appliquer dans plusieurs séquences récentes. Des applications dans [Bendjama *et al.* 2021, Boulahia *et al.* 2021, Yelles-Chaouche *et al.* 2021], ainsi que dans le cadre des mémoires de Master PDG/UFAS1 de [Boudraa 2021, Megague 2018, Rahmani 2019, Roubeche 2019].

Séquences Sismiques	*Localisation*	*Relocalisation*
La séquence sismique de Béni-Ilmane en 2010	Hypoinverse	HypoDD : Délais temps de trajet P & S, Délais Cross-Corrélation entre formes d'ondes P et Méthode Maître-Esclave
La séquence sismique de Béjaia-Babors en 2012-2013	Hypoinverse NonLinLoc	HypoDD : Délais temps de trajet P & S, Délais Cross-Corrélation entre formes d'ondes P et Méthode Maître-Esclave
La séquence sismique de Hammam Melouane en 2013, 2014 et 2016	Hypoinverse	HypoDD : Délais temps de trajet P & S
La séquence sismique de Ain Azel en 2015	Hypoinverse	HypoDD : Délais temps de trajet P & S
La séquence sismique le long de la faille MAD en 2017	Hypoinverse	HypoDD : Délais temps de trajet P & S, Délais Cross-Corrélation entre formes d'ondes P
Le séisme de Ziama en 2014 et la séquence sismique de Jijel en 2019	NonLinLoc	HypoDD : Délais temps de trajet P & S
La séquence sismique d'El Aouana en 2020	Hypoinverse	HypoDD : Délais temps de trajet P & S, Délais Cross-Corrélation entre formes d'ondes P
La séquence sismique de Mila en 2020	Hypoinverse	HypoDD : Délais temps de trajet P & S, Délais Cross-Corrélation entre formes d'ondes P
La séquence sismique d'El Kantour en 2020	Hypoinverse	

TABLEAU 4.3 – Les différentes méthodes utilisées pour la localisation et la relocalisation des répliques des séquences sismiques récentes.

4.8.1 La séquence sismique de Béni-Ilmane de 2010

Rappelant (Chapitre 2 ; Sction 2.3) que cette séquence sismique a frappée en 2010 la région de Béni-Ilmane, elle est marquée par l'occurrence d'une série de trois chocs principaux de $M_w > 5$ et par un nombre important des répliques soit ~25000 évènements uniquement durant la première semaine. Plusieurs travaux de recherche ont été effectués sur cette séquence citons [Abacha *et al.* 2014, Beldjoudi *et al.* 2016, Hamdache *et al.* 2017, Yelles-Chaouche *et al.* 2014, Zazoun *et al.* 2012].

Le premier modèle des failles a été proposé par Yelles-Chaouche *et al.* [2014] basé sur les données de 1403 évènements relocalisés par HypoDD en utilisant les temps d'arrivé, la distribution a identifié deux failles : une faille de décrochement senestre orientée NNE-SSE et l'autre une faille inverse orientée ~E-W Yelles-Chaouche *et al.* [2014], voir Figure 2.3a section 2.3.1.

Dans le cadre du mémoire de Master Physique du Globe (PDG) à l'UFAS1 [Megague 2018], nous avons relocalisé par HypoDD 509 autres évènements de la séquence qui représente le dépouillement des deux dernières semaines de Juin 2010, la résolution de la nouvelle distribution associée aux mécanismes aux foyers montre une activité très probable sur quatre segments (voir Figure 2.3b section 2.3.1).

Utilisant la totalité des données nous avons mis au point une nouvelle méthode basée sur l'identification et la classification des évènements en multiplets, ces familles sont ensuite relocalisées séparément par HypoDD associant temps d'arrivés et délais de cross-corrélation, cette technique a été appliqué pour la première fois dans une zone sismique en Algérie dans le cadre du mémoire de Master PDG/UFAS1 [Roubeche 2019]. La relocalisation de la sismicité par des méthodes basant sur l'identification des multiplets permet d'améliorer sensiblement la précision des hypocentres et ainsi obtenir une image de haute résolution. La méthode utilisée pour l'extraction et la reconnaissance des multiplets est celle de la cohérence dans le domaine fréquentiel. La cohérence est calculée à partir du module de l'inter-spectre lissé, et des autos-spectres lissés. Sur la base de la superposition des formes d'onde, nous avons choisi le seuil initial pour la cohérence de 75%. Voir l'organigramme de la méthode (Figure 4.5 et [Roubeche 2019]) pour plus de détail. Nous avons obtenu un total de 22 multiplets avec 155 événements dans tous les groupes, le résultat est montré dans la Figure 4.8.

La Figure 4.9 montre un exemple de multiplet (01) enregistrés au moins par quatre stations. La figure correspond aux formes d'onde de la composante verticale des événements au niveau des stations SP01, SP06 et SP07. La date de l'événement est indiquée à gauche de chaque forme. Les données sont filtrées entre 4 et 20 Hz. La cohérence de tous les événements

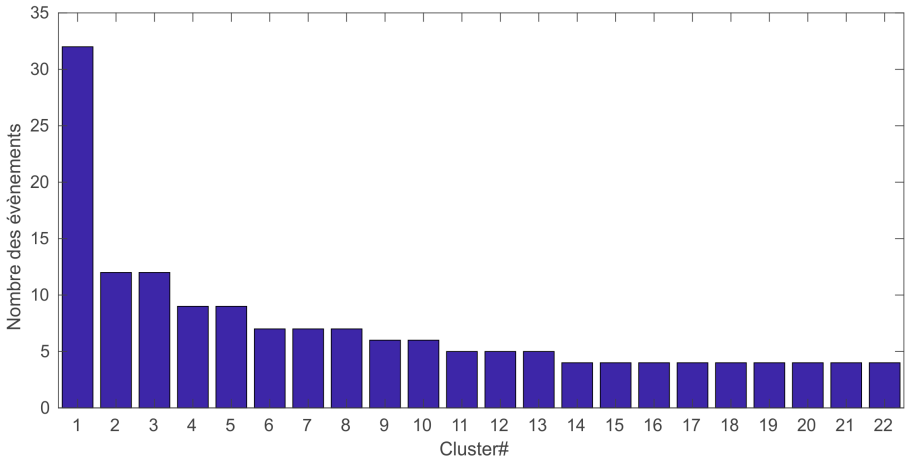


FIGURE 4.8 – Résultats d'extraction de multiplets représentés par le nombre des événements pour chaque groupe.

est entre 82% et 96%.

Après avoir identifié 22 multiplets, l'étape suivante sera de les relocaliser. Dans la présente étude, la relocalisation des multiplets se fait par deux méthodes [Méthode de HypoDD (catalogue + cross-corrélation) et méthode de Maitre-esclave généralisée]. Finalement, les résultats obtenus pour la relocalisation globale des multiplets la Figure 4.10, montrent la répartition horizontale des multiplets avant et après la relocalisation pour chaque groupe.

La comparaison des résultats de la relocalisation des deux méthodes à savoir : la méthode HypoDD et la méthode Maitre-Esclave, nous a permis de déduire que la méthode HypoDD à mieux identifier les groupes d'évènements pour deux raisons :

1. Les erreurs de relocalisation dans la méthode HypoDD sont plus petites par rapport à ceux de la méthode de Maitre-esclave ;
2. L'orientation de la majorité des multiplets relocalisée par la méthode de HypoDD suit la direction initiale contrairement à la méthode de Maitre-Esclave.

La ressemblance des formes d'onde des séismes d'un multiplet démontre également que ces séismes possèdent le même mécanisme au foyer. Ces multiplets sont considérés comme étant le résultat du relâchement de contrainte d'une même fracture ou faille et ont provoqués un glissement sur le même plan de faille, voire sur des plans parallèles de même orientation. Parmi les 22 multiplets distingués, nous avons calculé les mécanismes au foyer pour trois événements sismiques ayant au moins 7 polarités dans quatre groupes de multiplet (Figure 4.11).

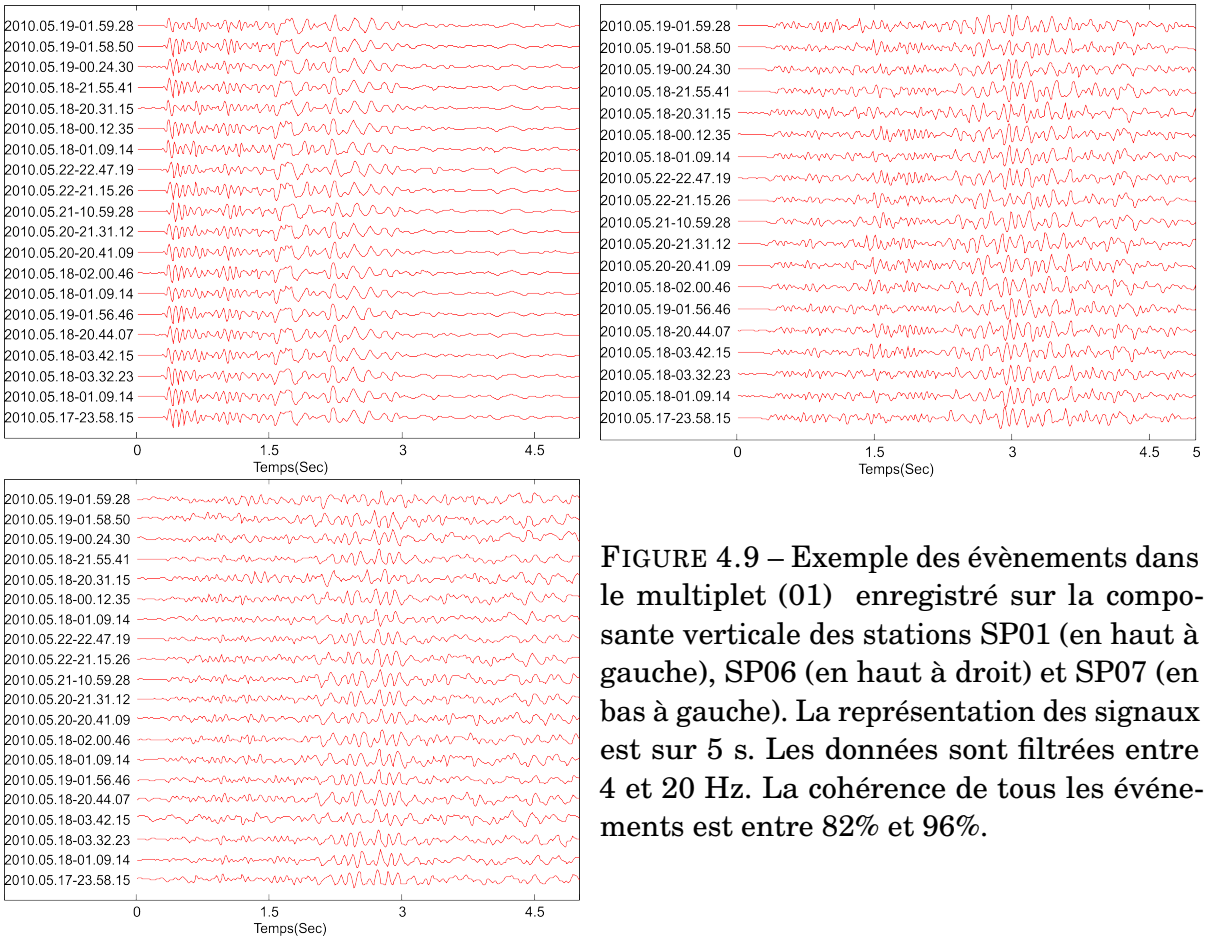


FIGURE 4.9 – Exemple des évènements dans le multiplet (01) enregistré sur la composante verticale des stations SP01 (en haut à gauche), SP06 (en haut à droit) et SP07 (en bas à gauche). La représentation des signaux est sur 5 s. Les données sont filtrées entre 4 et 20 Hz. La cohérence de tous les événements est entre 82% et 96%.

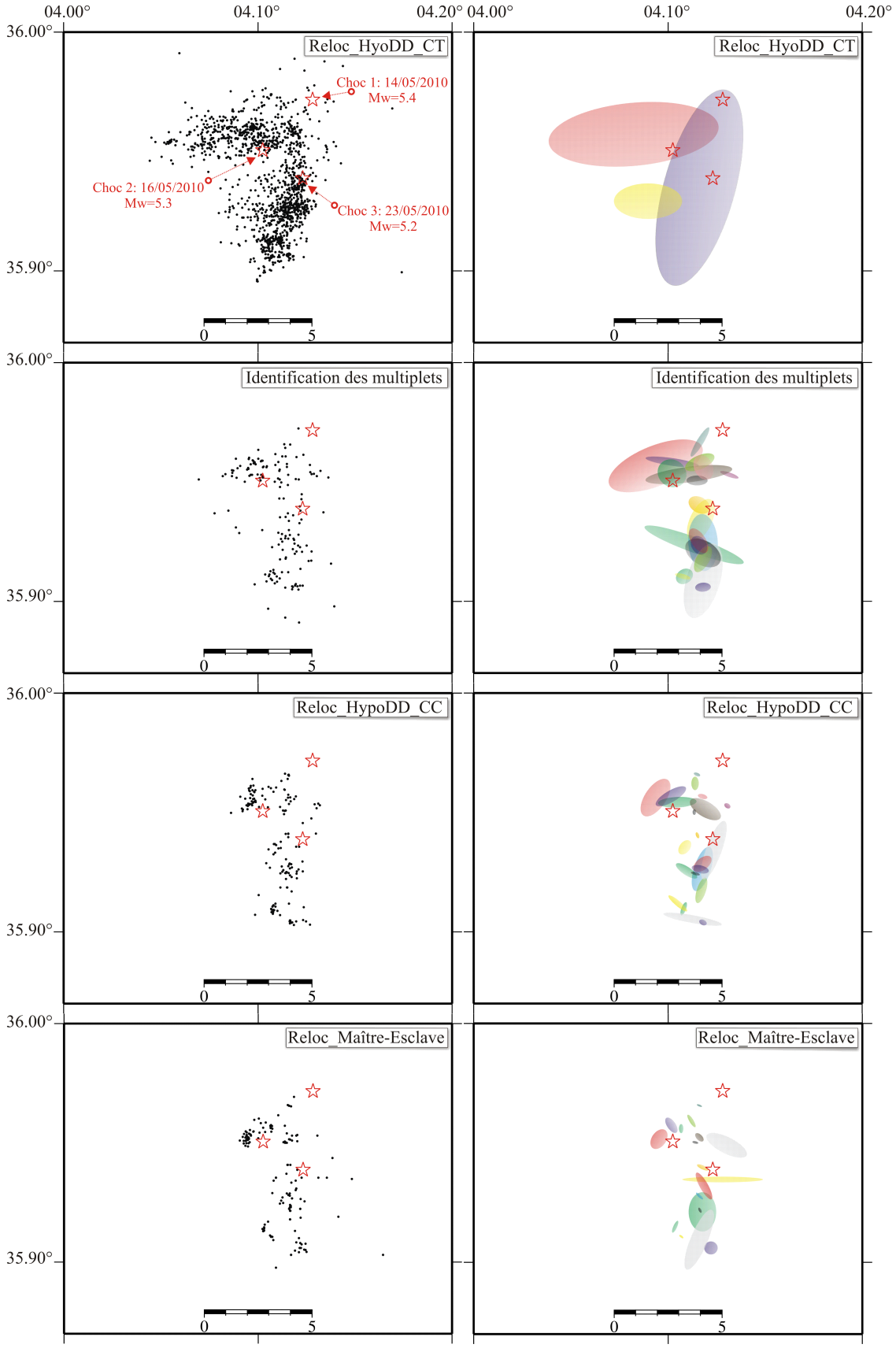


FIGURE 4.10 – Répartition horizontale des évènements relocalisés avec les données du catalogue seulement de 1916 évènements, l'identification des multiplets et leurs relocalisations par les méthodes de maitre-esclave et la double différence avec les données de l'inter-corrélation.

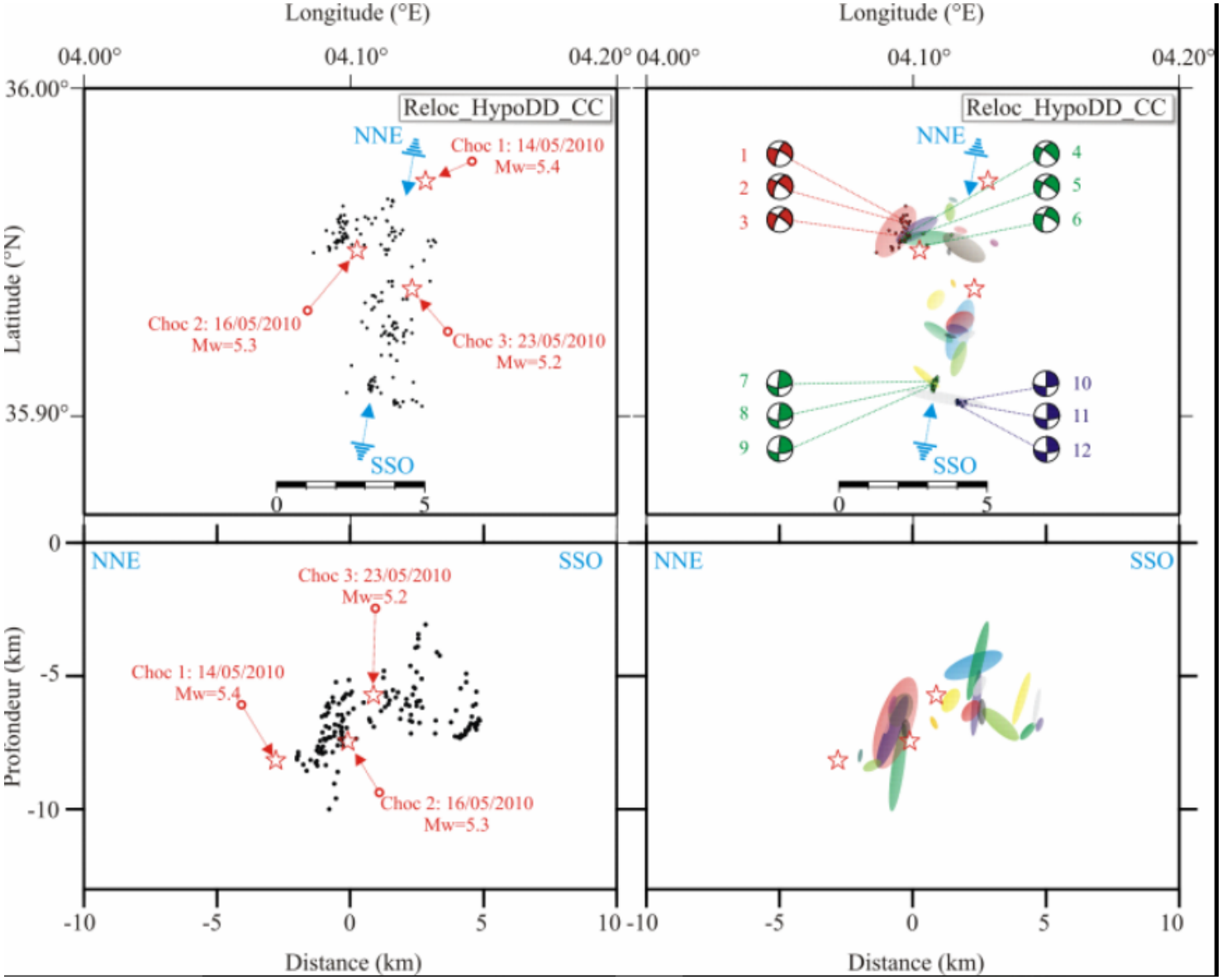


FIGURE 4.11 – Relocalisation des multiplets par la méthode double différence et les mécanismes au foyer des évènements dans chaque multiplet, les étoiles représentent les trois chocs principaux et la distribution des multiplets en profondeur

La distribution horizontale des multiplets montre plusieurs segments avec différentes orientations reparties sur les deux failles dans Yelles-Chaouche *et al.* [2014]. Les mécanismes au foyer des évènements de chaque multiplet sont identiques. La coupe NNE-SSO montre la distribution en profondeur qui révèle la présence de nombreuses structures de fort pendage. La majorité de ces structures sont reparties selon la faille orienté E-O. Mais aussi des structures de pendage différent ont été également identifiées selon la faille orienté NNE-SSO.

Cette relocalisation fine nous a donné la position des segments responsables de la genèse de chaque groupe de multiplet. Ces segments ont été superposés sur un modèle de terrain (DEM), et nous avons ajouté aussi les failles cartographiées dans Beldjoudi *et al.* [2016] (Figure 4.12). Parmi les groupes qui possède des mécanismes aux foyers calculés, ceux en rouge, la position suit une discontinuité orientée NNE-SSO qui passe à travers deux failles inverses parallèles orientées, pratiquement, E-O et aussi entre deux failles verticales, les mécanismes aux foyers sont identiques qui montre un mouvement décrochant senestre et l'un des plans nodaux est orienté selon une direction NNE-SSO. L'explication de la présence de quelques mécanismes décrochant dans le cluster dominé par des mécanismes inverses et attribué à une faille inverse dans Yelles-Chaouche *et al.* [2014], cette analyse fine révèle que ce segment NNE-SSO est la source.

Un groupe vert possède un barycentre qui coïncide avec un segment de faille verticale orientée NE-SO reportée dans Beldjoudi *et al.* [2016]. Ce groupe apparait comme une faille décrochant qui a cisaillée deux failles inverses orientées E-W. Nous avons remarqué que l'un des plans nodaux est orienté NE-SO. Un groupe violet concorde avec un alignement visible sur la carte topographique et dont l'un des plans focaux des mécanismes calculés satisfait cette orientation N-S. Dans la même zone de faille et selon la même orientation N-S un autre escarpement visible qui correspond à un groupe vert et à l'un des plans de faille. Cependant, cette interprétation nécessite un appui sur le terrain à travers une inspection géologique, une analyse des cartes satellitaires et des photos aériennes, pour déterminer les mécanismes aux foyers des groupes restants et améliorer la détermination de la géométrie de la faille par la méthode des trois points est recommandée c'est une approche plus statistique. Elle a été développée par Fehler *et al.* [1987] et a notamment été utilisée par Godano *et al.* [2014].

Plusieurs observations qualitatives importantes peuvent être déduites de l'analyse de l'évolution spatio-temporelle de la sismicité relocalisée (Figure 4.13). Elle décrivais une migration de la sismicité de la faille E-O au début de la séquence vers la faille NNE-SSO à la fin de la séquence. D'autre part, les multiplets d'un point de vue strictement temporel (Figure 4.13), ont une durée d'activité sismique très courte, et très longue ; elle varie de plusieurs

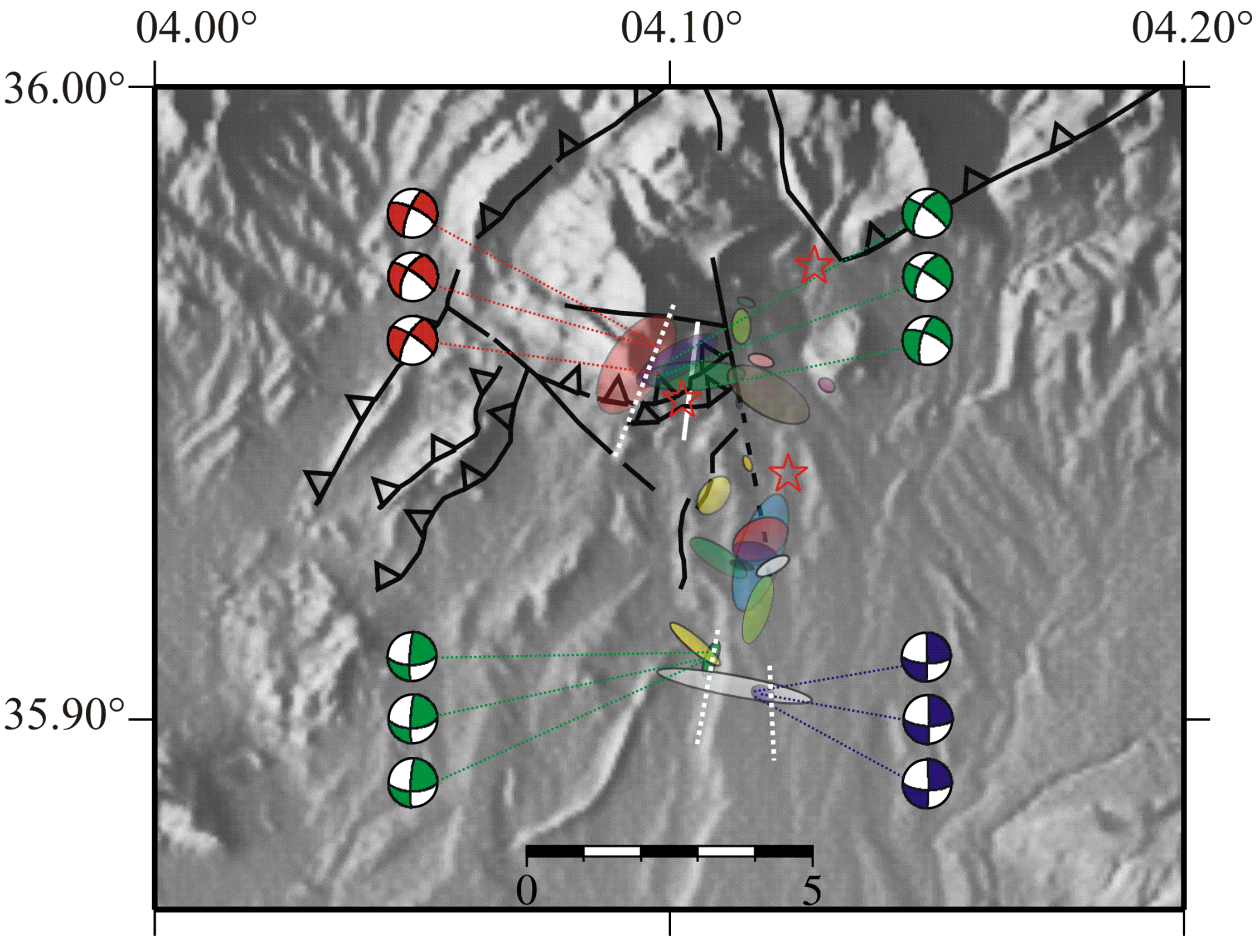


FIGURE 4.12 – Carte des 22 groupes de multiplet superposés sur un modèle tectonique proposé par Beldjoudi *et al.* [2016]. Quelque mécanismes calculés pour quatre groupes différents.

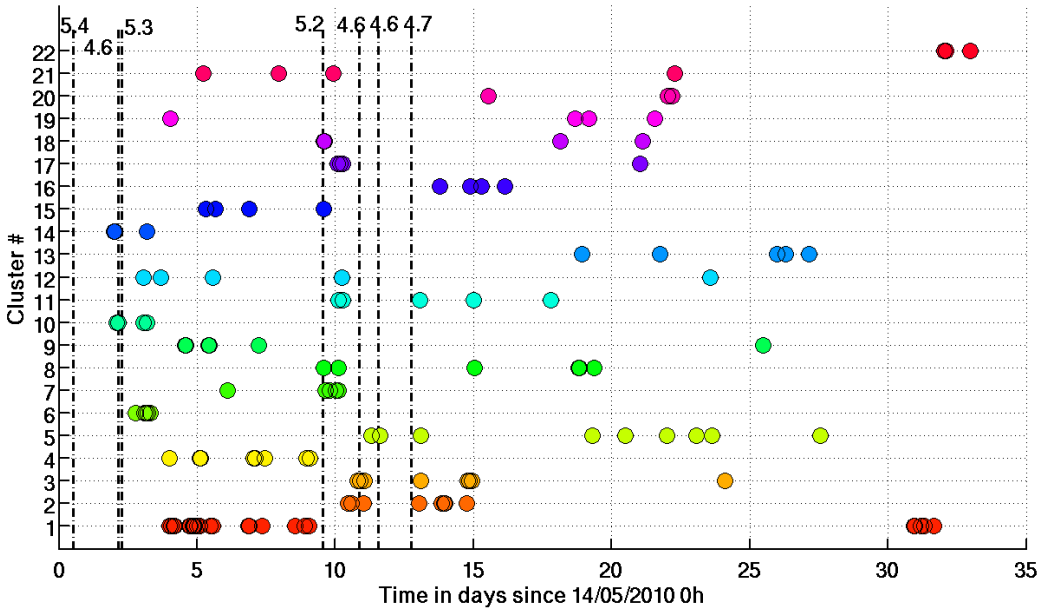


FIGURE 4.13 – Période d'activité pour chaque multiplet analysé. Les cercles marquent le temps des séismes. Les lignes en pointillé marque les séismes de magnitude $M_w \geqslant 4.6$

heurs à plusieurs jours. En prenant en compte les chocs principaux de cette séquence et la période d'activité des multiplets, les observations montrent que cette crise appartient à un cycle précurseurs-choc principal-répliques.

4.8.2 La séquence sismique de la région Bejaia-Babors 2012-2013

Cette séquence est marquée aussi par l'apparition d'une série de quatre chocs principaux aux alentours de la magnitude $M_w = 5$ entre Novembre 2012 et Mai 2013 sur 184 jours (voir Chapitre 2 section 2.4.3). D'abord, une localisation absolue de 345 événements a été effectuée à l'aide du programme Hypoinverse [Klein 2002], 328 événements tirés des 345 localisés (plusieurs avec une magnitude $M_d \geqslant 3$) se mappent sur un essaim étendu sur 35 km de long, orienté NO-SE (Figure 4.14a), tous concentrés à des profondeurs de 4 à 12 km (Figure 4.14b). L'activité sismique sur cette période est séparée en quatre groupes (C1, C2, C3 et C4) éloignés dans l'espace (Figure 4.14a et b) et dans le temps (Figure 4.14c et d). Une migration vers le Sud-Est est également constaté [Boulahia *et al.* 2021].

Ensuite, nous effectuons une relocalisation de haute précision de l'ensemble de données sismiques en mettant en œuvre un processus en deux étapes : (1) identification des multiplets à l'aide de la cross-corrélation et (2) relocalisation des familles identifiées à l'aide de

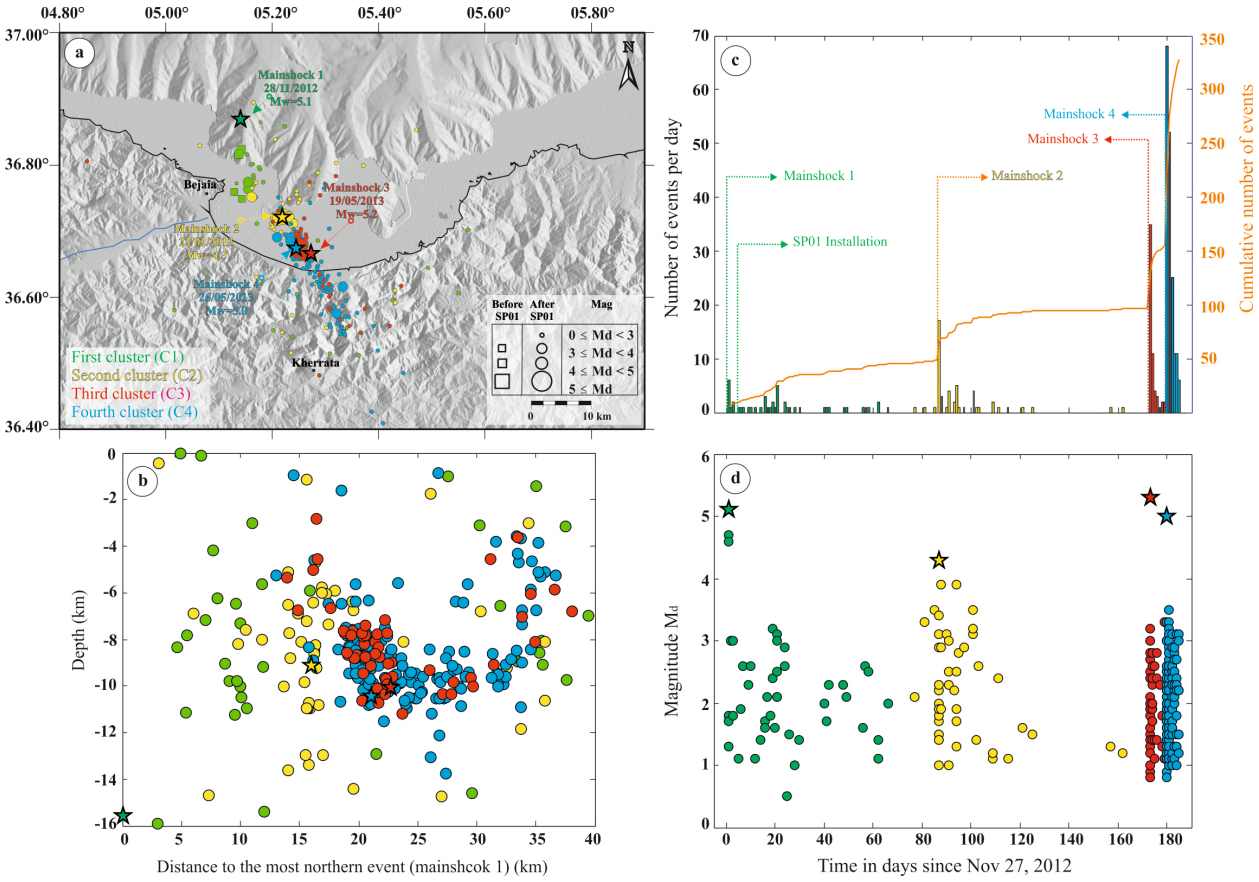


FIGURE 4.14 – (a) Distribution horizontale des 328 événements les mieux localisés. Le vert, le jaune, le rouge et le bleu cluster correspondent respectivement à la première, deuxième, troisième et quatrième séquence sismique. (b) Distance à partir du premier choc principal (axe horizontal) en fonction de la profondeur des hypocentres (axe vertical) pour nos données localisées. (c) Le nombre cumulé d'événements et le nombre d'événements par jour sont associés aux clusters C1 à C4. (d) Evolution temporelle des magnitudes des événements [Boulahia *et al.* 2021]

l'algorithme à double différence HypoDD [Waldhauser et Ellsworth 2000].

Dans la première étape, pour toutes les paires d'événements possibles, nous effectuons des cross-corrélation de la phase d'onde P dans le domaine spectral à partir de la composante verticale des stations sismologiques communes. Les fenêtres de forme d'onde ont une longueur de 256 échantillons ; ils commencent 100 échantillons avant la sélection de l'onde P et sont filtrés par bande passante de 3 à 20 Hz. Cette procédure est utilisée uniquement pour la classification des multiplets et non pour le processus de relocalisation. En utilisant des critères relativement stricts, les familles de multiplets sont extraites en ne considérant que les couples de formes d'onde pour lesquels la cohérence est $\geqslant 0.7$ pour au moins quatre stations (quatre phases P). Dans la deuxième étape, nous relocalisons l'ensemble de données avec une plus grande précision ; nous avons calculé les délais entre toutes les paires des séismes possibles dans chaque famille d'événements (multiplets). Nous retenons tous les délais estimés pour les paires d'ondes P si la valeur maximale de la fonction de corrélation $\geqslant 0.7$, puis nous exploitons la capacité de HypoDD à associer des temps différentiels dérivés des phases (P et S) et des délais de cross-corrélation de formes d'onde.

La relocalisation relative illustre un regroupement dégagé des événements sismiques par rapport à celui obtenu par la localisation absolue. Sur les 328 événements initiaux, 252 sont relocalisés avec succès en 5 clusters distincts. Cette distribution spatiale des événements relocalisés (Figure 4.15a) montre une tendance linéaire orientée NO-SE et constitue une rupture sur cinq segments séparés sur un total de ~35 km de long 3 km de large et à une profondeur comprise entre 6 et 12 km. Les solutions focales (Figure 4.15b) indiquent une faille décrochants dextre nommée la faille transversale des Babors (BTF) [Boulahia *et al.* 2021].

Parallèlement, et à quelques kilomètres à l'ouest, dans la zone Tizi N'Berber-Darguinah, [Boulahia *et al.* 2021] ont précisément relocalisés 11 événements ($M_d \geqslant 3.0$) enregistrés entre 2017 et 2020 dont leurs distributions montrent un segment de faille décrochant dextre situé à 10 km à l'ouest de BTF, orienté NO-SE et nommée la faille de Tizi N'Berber-Darguinah (TZNB-DF ou TDF). L'ensemble de ces de failles à savoir BTF, TDF, et la faille de Laalam (LF) [Abbes *et al.* 2019] forment un système de failles en échelon qui agit comme une zone de transfert entre les failles de chevauchement offshore et la faille décrochante Ghardimaou-North Constantine (GNCF ou MADF) (Figure 4.16).

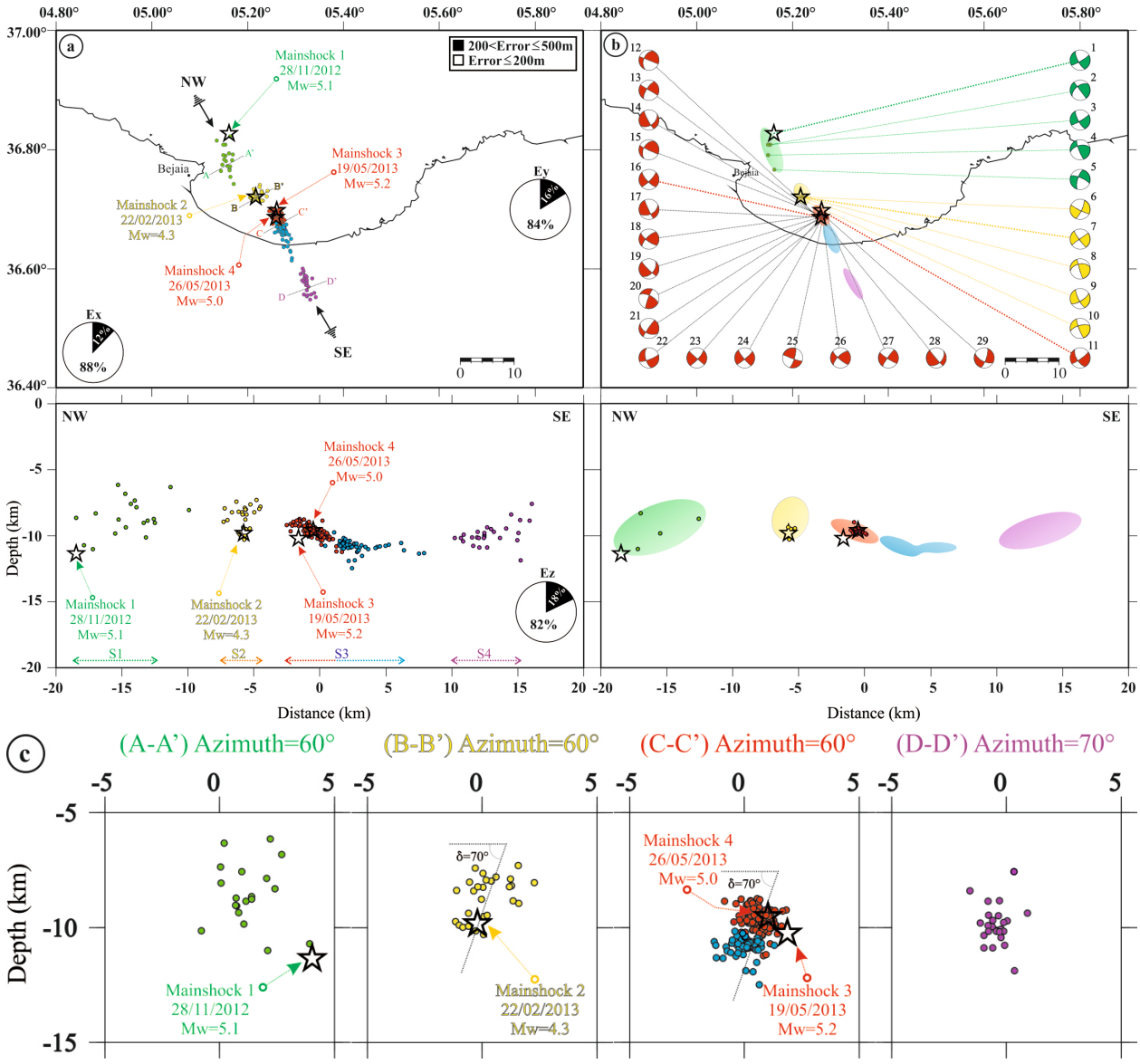


FIGURE 4.15 – a) Distributions spatiale des 252 événements relocalisés avec les erreurs de relocalisation. (b) L'étendue latérale et verticale des cinq essaims de multiplets avec les mécanismes focaux pour les événements de $M_d \geq 3$. (c) Coupes perpendiculaires à chaque essaim de multiplets [Boulahia *et al.* 2021].

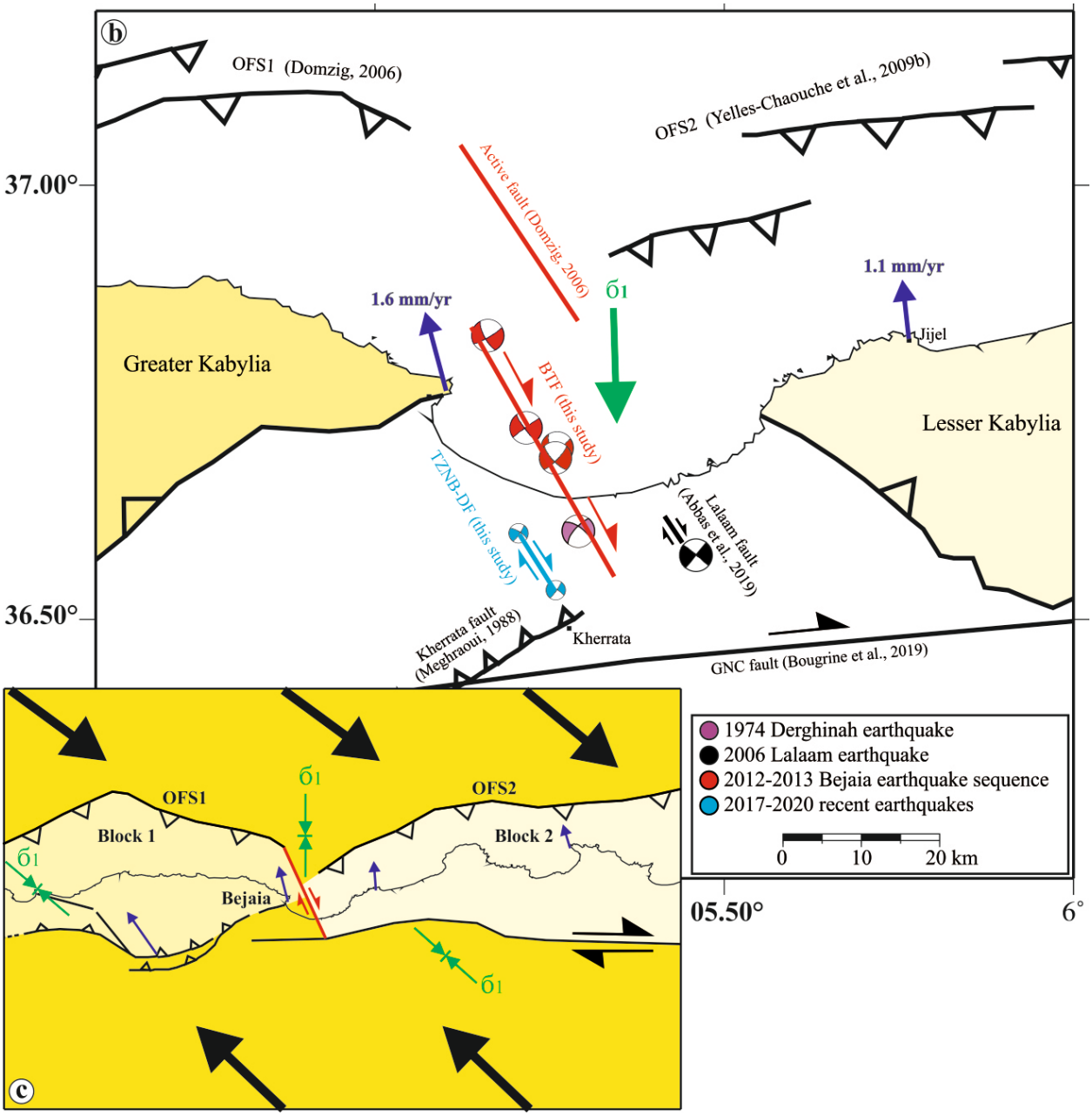


FIGURE 4.16 – Carte montrant les différents systèmes de failles situés dans la zone d'étude. [Boulahia *et al.* 2021]

4.8.3 La séquence sismique de Hammam Melouane 2013-2014

Sortant du cadre des séquences sismiques de l'Est Algérien, une occasion s'est présentée pour analyser la séquence sismique de Hammam Melouane, qui est subdivisée en trois subséquences étalés sur quatre années consécutives en 2013, 2014 et 2016 (voir Chapitre 2 section 2.5). Dans le cadre du mémoire de Master [Boudraa 2021], nous avons étudiée les deux sous-séquences de 2013 et de 2014. En ce qui concerne la séquence sismique de 2013, 361 évènements ont été détecté et 167 localisés par le programme Hypoinverse [Klein 2002]. L'évolution temporelle du nombre des évènements par jour montre une croissance suivis d'une décroissance, ce qui confirme que la séquence est de type mainshock-aftershock (Figure 4.17a). La distribution horizontale montre l'existence de deux clusters de tailles différentes qui sont parallèles et orientés NE-SO, avec la localisation du choc principal dans le cluster le plus petit (Figure 4.17a).

Quant à la séquence de 2014, 139 évènements ont été détectés et 106 localisés (Figure 4.17b). L'évolution temporelle par heure montre l'existence de quelques évènements précurseurs ainsi que de 3 grandes répliques, d'où les sauts observés dans la courbe du nombre cumulés des évènements, qui suggère l'occurrence d'au moins deux sous-séquences. La distribution horizontale (Figure 4.17b) montre aussi l'existence de deux clusters l'un orienté NO-SE et l'autre NNO-SSE avec la localisation du choc principal dans le cluster le plus large.

La relocalisation des évènements s'est faite à l'aide du programme HypoDD [Waldhauser et Ellsworth 2000] avec temps différentiels des temps d'arrivé. 122 évènements ont été sélectionnés pour la séquence de 2013 et 100 pour 2014, leur distribution spatiale (verticale et horizontale) est représentée dans la figure suivante (Figure 4.18a). En effet, le modèle de faille obtenue (Figure 4.18b), à partir de la distribution spatiale des évènements relocalisés et les paramètres des mécanismes aux foyers montre l'existence de deux segments, l'un associé à la séquence de 2013 et qui représente une faille de décrochement dextre orienté NO-SE de 5.5 km de longueur, et l'autre associé à la séquence de 2014 également une faille de décrochement dextre de 3.6 km de longueur et orienté NO-SE mais légèrement dévié par rapport au premier. Les deux segments représentent probablement une faille courbée, appelée la Faille de Hammam Melouane (Faille de HM). L'évolution spatio-temporelle des évènements, montre une migration de la sismicité vers le nord, effectivement, l'arrêt de la séquence sismique de 2013 a ensuite été suivit par celle de 2014. Ce qui confirme que le segment de cette dernière représente la continuité de celui de 2013.

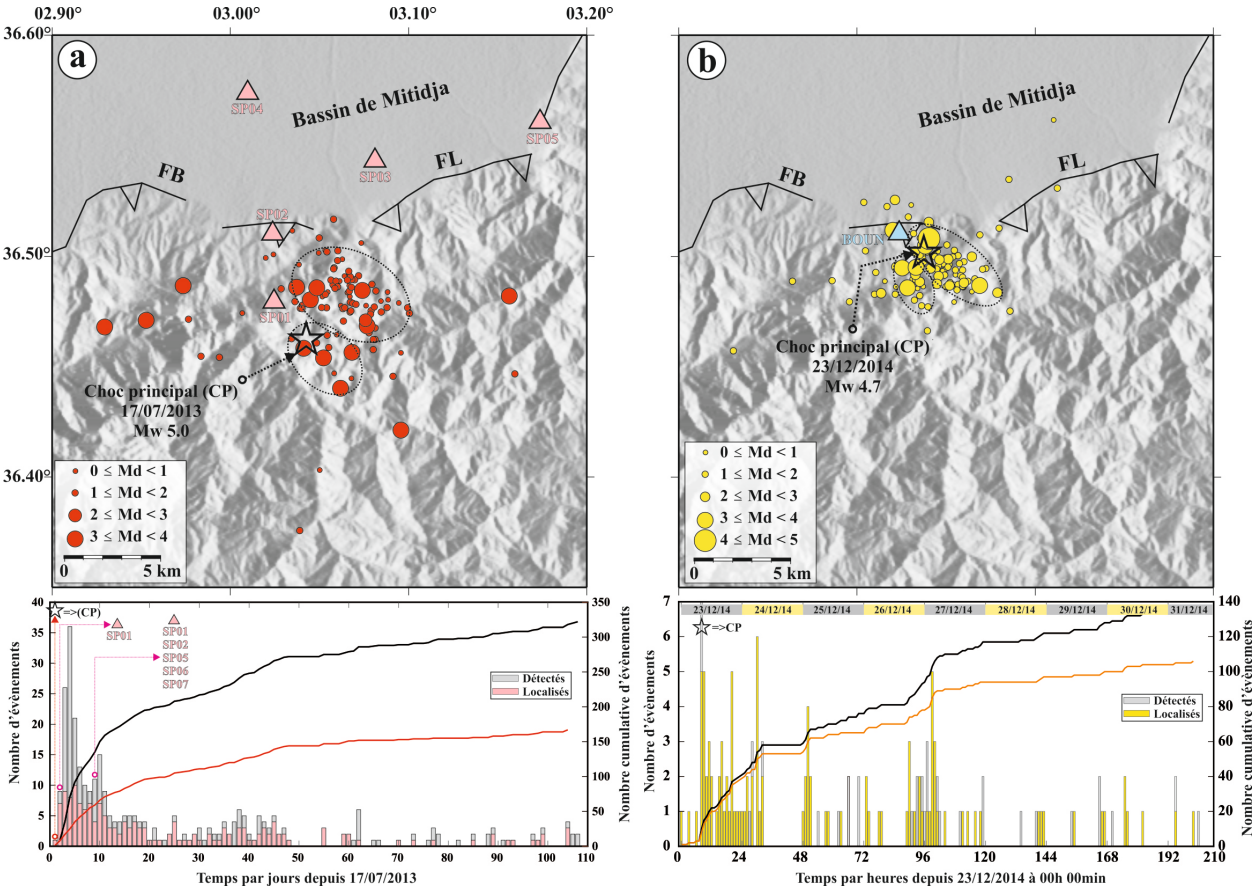


FIGURE 4.17 – (a) Distribution horizontale des évènements de la séquence de 2013 et l'évolution temporelle du nombre d'évènements cumulés détectés et localisés. (b) Distribution horizontale des évènements de la séquence de 2014 et l'évolution temporelle du nombre d'évènements cumulés détectés et localisés [Boudraa 2021].

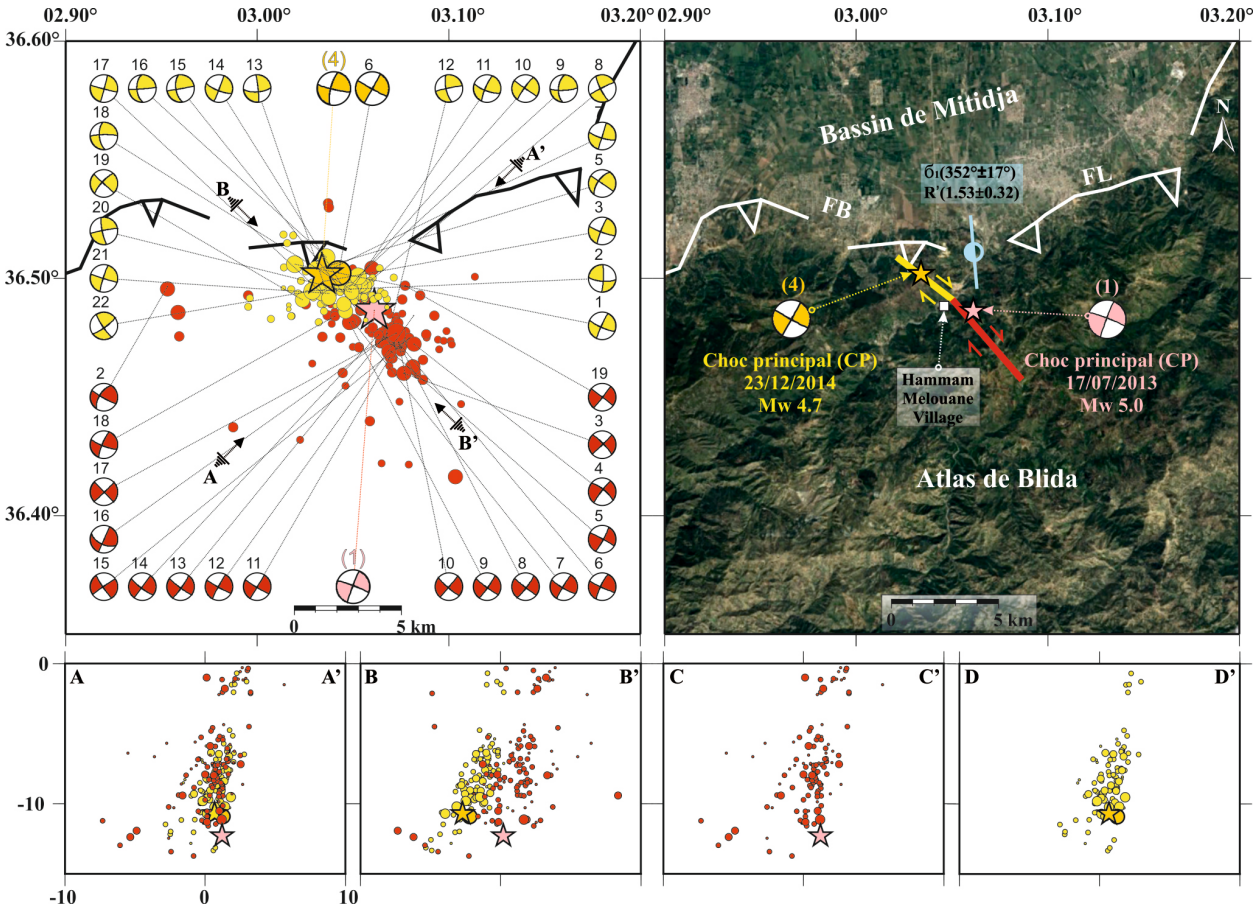


FIGURE 4.18 – (a) La distribution spatiale (horizontale et verticale) des évènements relocalisés , avec leurs mécanismes au foyer, pour les séquences de 2013 et 2014. A-A' : coupe verticale sur les deux clusters, B-B' : coupe parallèle sur les deux clusters. C-C' : coupe verticale sur le cluster de 2013, et D-D' : coupe verticale sur le cluster de 2014. (b) le modèle de faille obtenue [Boudraa 2021].

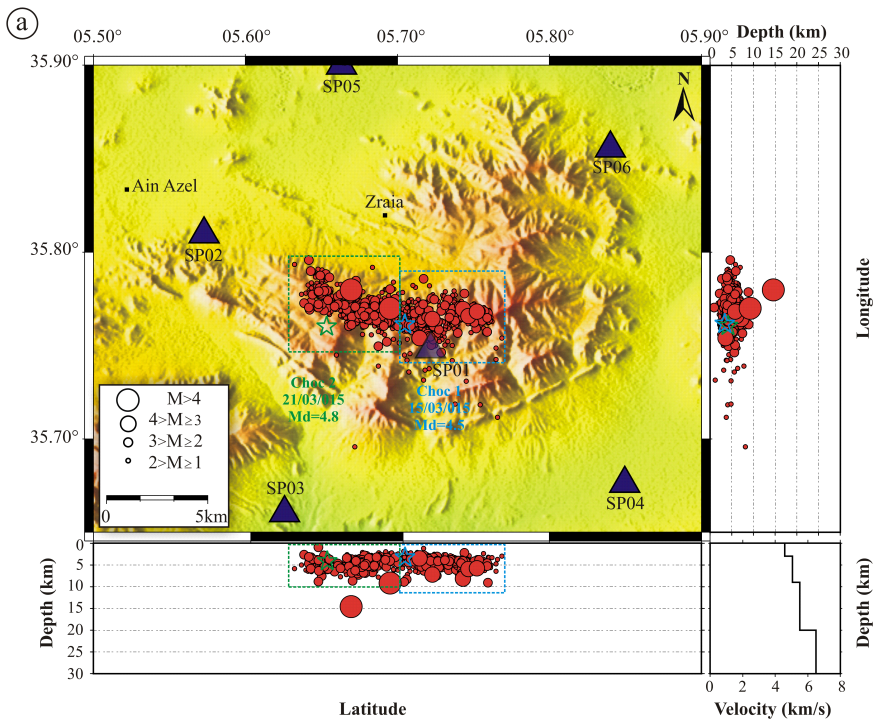


FIGURE 4.19 – Distribution horizontale des évènements avec deux coupes verticales , l'une orientée E-O et la seconde N-S, de la séquence sismique d'Ain Azel en 2015. (tiré de Rahmani [2019]

4.8.4 La séquence sismique d'Ain Azel en 2015

Durant la période du 15 mars jusqu'au 30 avril 2015, 1008 évènements ont été pointés manuellement puis localisés à l'aide de Hypoinverse [Klein 2002]. La distribution des 856 évènements sélectionnés, selon les erreurs de localisation, sur le plan horizontal mis en évidence deux essaims (Figure 4.19). Le premier orienté ENE-OSO encadré en bleu, et le deuxième orienté ONO-ESE encadré en vert. La coupe E-O montre une structure en 'V' inversé s'alignant sur les deux essaims. Dans le premier essaim a eu lieu le choc du 15 mars ainsi que les 5 répliques les plus forts de magnitude $M_d \geqslant 3$. Dans le deuxième essaim ont eu lieu les trois chocs du 17, 18 et 21 mars de magnitude M_d = 4.2, 4.3 et 4.8 respectivement.

L'analyse spatio-temporelle de 855 évènements relocalisés et les paramètres de 30 mécanismes aux foyers (Figure 4.20), montrent l'existence de deux segments essentiels où les deux chocs principaux se sont également produits. Un segment orienté NE-SO avec un mécanisme de décrochement dextre ayant un pendage presque vertical. Le second est orienté NO-SE avec un mécanisme de décrochement dextre ayant un pendage également presque vertical (Figure 4.20).

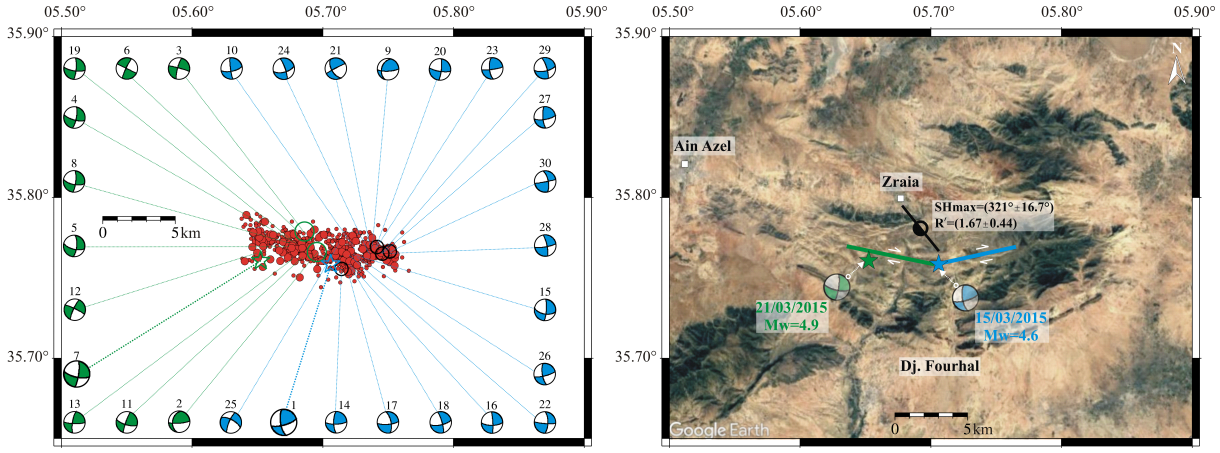


FIGURE 4.20 – (à gauche) Mécanisme au foyer des répliques principales de la séquence sismique d'Ain Azel en 2015. Ceux en bleu pour le segment ENE-OSO et ceux en vert pour le segment ONO-ESE. (à droite) Modèle de failles avec leurs solutions focales respectives ainsi que la contrainte maximale et le régime de déformation (tiré de Rahmani [2019]

4.8.5 La séquence sismique le long de la faille MAD (ou GNC) en 2017

Cette séquence sismique de 143 petits séismes ($M_d \leqslant 4.7$) s'est produite près de la faille Mcid Aïcha-Debbagh (MAD) entre le 4 et le 16 Mars 2017 dans trois régions distinctes (Figure 4.21a ; [Bendjama *et al.* 2021]).

Les évènements de deux zones ont été localisés par HypoDD associant temps d'arrivée et délais de cross-corrélation, 83 événements sur 106 localisés ont été relocalisés dans la partie occidentale de la faille MAD et 25 événements sur 31 localisés dans la partie centrale de la faille MAD et les 6 événements restants localisés dans la partie orientale de MAD n'autorise pas une application de HypoDD à cause du nombre d'évènements insuffisants.

Dans la région de Hammam Debbagh (faille MAD orientale), un événement parmi les 6 localisé par Hypoinverse avait un mécanisme focal cohérent avec les mécanismes des événements clés de la période 2003-2014, fort probable liés à la faille décrochante dextre de Hammam Debbagh orientée NO-SE (Figure 4.21b).

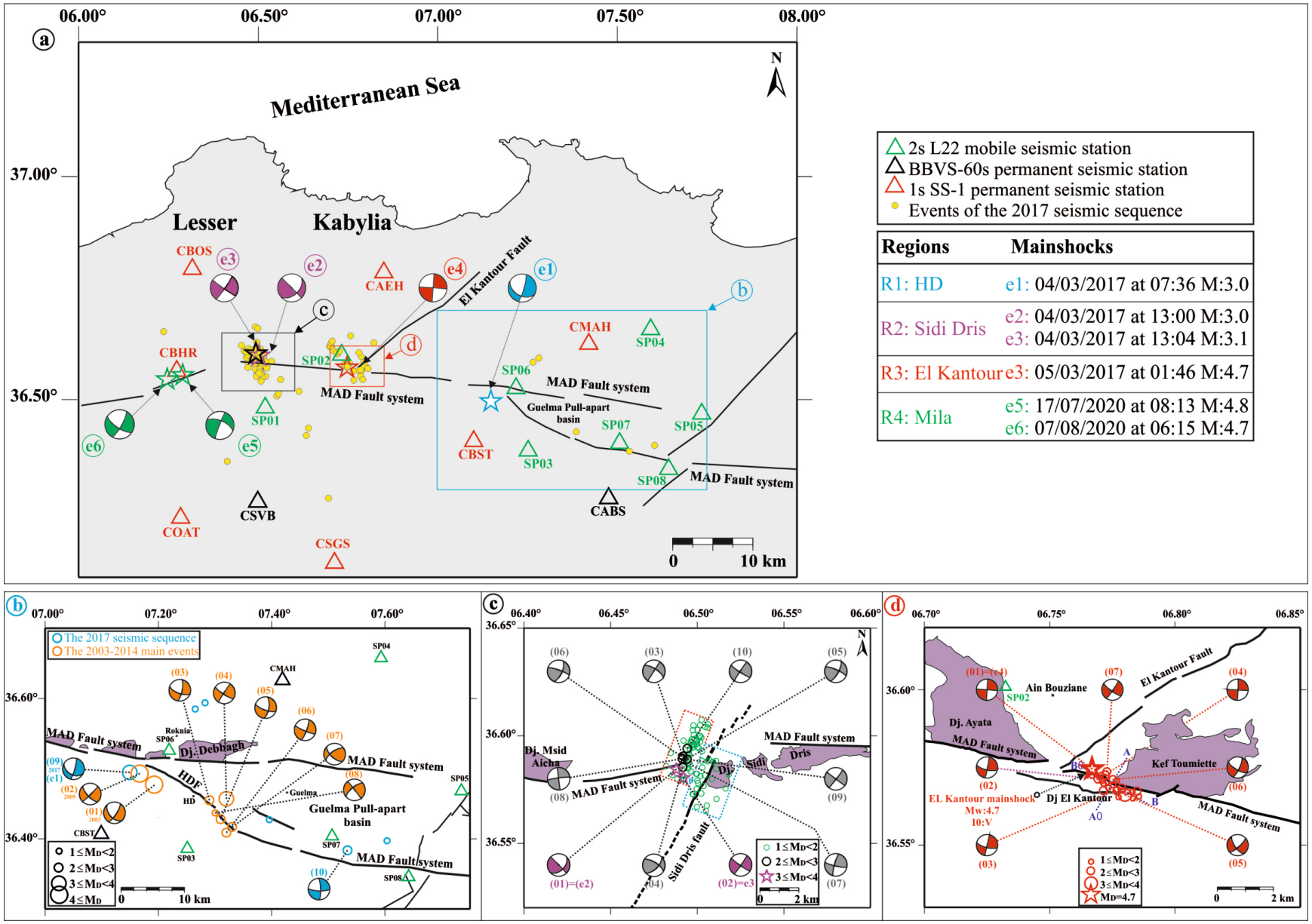


FIGURE 4.21 – (a) Distributions spatiales de 143 évènements de la séquence sismique de 2017 le long du système de faille MAD. (b) la région de Hammam Debbagh (MAD Est), (c) la région de Sidi Dris (MAD Ouest) et (d) El Kantour (MAD centre) (tiré de [Bendjama *et al.* 2021]).

Dans la région de Sidi Dris (faille MAD occidentale), les 83 événements ($1 \leqslant M_d \leqslant 3.2$) ont été relocalisés dans un essaim orienté NNE-SSO, mettant en évidence une faille décrochant transversale avec ~6 km de longueur qui coupe localement la faille MAD (Figure 4.21b).

Dans la région d'El Kantour (faille MAD centrale), 31 événements ont été enregistrés le long d'un segment de faille de 3 km de long, dont le choc principal $M_w = 4.7$. L'un des plans des mécanismes aux foyers sont compatibles avec un mouvement de décrochement prédominant sur un plan de faille N110^{o}E, en accord avec l'orientation ONO-ESE du segment central de la faille MAD (Figure 4.21d).

4.8.6 Les séismes de Ziama en 2014 et de Jijel en 2019

L'énergie de la séquence sismique de Jijel 2019 a été écoulée en 2 jours, dont le choc principal et un petit nombre de répliques. Avec 14 événements enregistrés dans la séquence (Figure 4.22) les méthodes non linéaires basées sur la formulation de Tarantola et Valette [1982] sont préférées par les sismologues pour améliorer la localisation d'un petit nombre d'événements. C'est pour cette raison qu'on a choisi d'utiliser le programme *NonLinLoc* [Lomax *et al.* 2009; 2000]. Ensuite, pour affiner la localisation absolue des événements au sein du cluster, nous les avons relocalisés en utilisant l'algorithme HypoDD de Waldhauser et Ellsworth [2000].

Sur la Figure 4.22, nous montrons que la répartition des répliques est située dans la marge de Jijel, le long du talus continental ; la distribution représente une zone de 4 km × 10 km qui correspond à l'extrémité ouest d'ES [Segment Est dans Yelles-Chaouche *et al.* 2009]. A partir d'une section transversale NNO-SSE perpendiculaire à l'azimut du mécanisme au foyer du choc principal, nous avons déterminé un plan de faille avec un pendage de 28^{o}SSE.

Il faut noter également, que le séisme de Jijel de 2019 a été précédé dans la zone par un événement de $M_w = 4.1$ qui a frappé le 25 Mars 2014, à environ 20 km au nord du village de Ziama et 30 km au nord-ouest de la ville de Jijel, à la limite est du WS [Segment Ouest dans Yelles-Chaouche *et al.* 2009].

Il est maintenant plus évident à partir de cette distribution spatiale des répliques et des solutions focales, que le séisme de Jijel de 2019 a été généré par une faille de chevauchement ~ E-O qui est probablement la continuation ouest du segment ES. Pour le séisme de Ziama en 2014, nous concluons également que le séisme a été déclenché par une faille chevauchante E-O qui fait partie de WS (Figure 4.22).

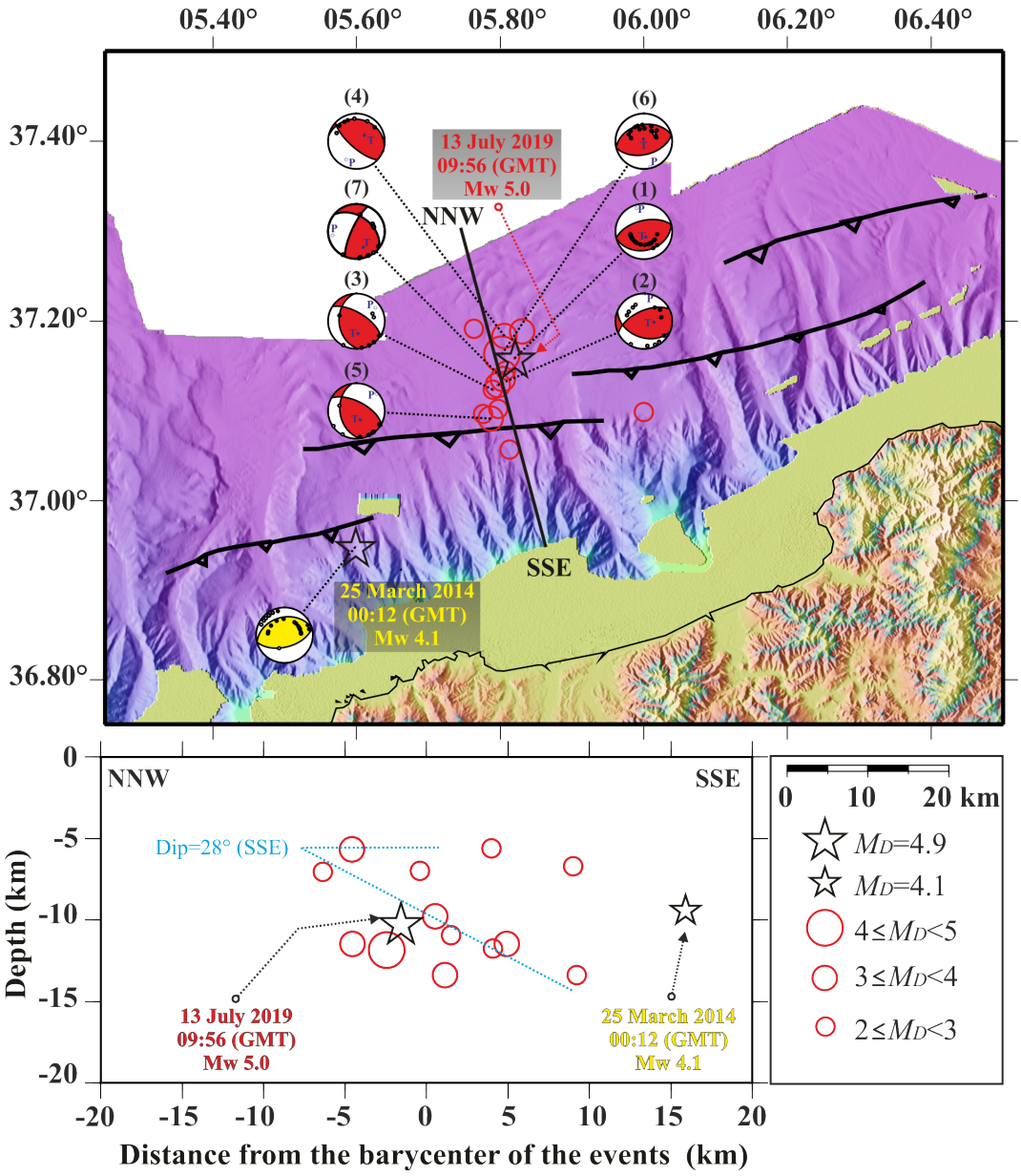


FIGURE 4.22 – Vue en plan (en haut) et en coupe (en bas) de la distribution des 14 événements relocalisés dans la séquence de 2019, avec les mécanismes aux foyers pour : le choc principal du 13 juillet 2019 (M_w 5.0), les principales répliques et le séisme de Ziama du 25 mars 2014 (M_w 4.1) [Yelles-Chaouche *et al.* 2021].

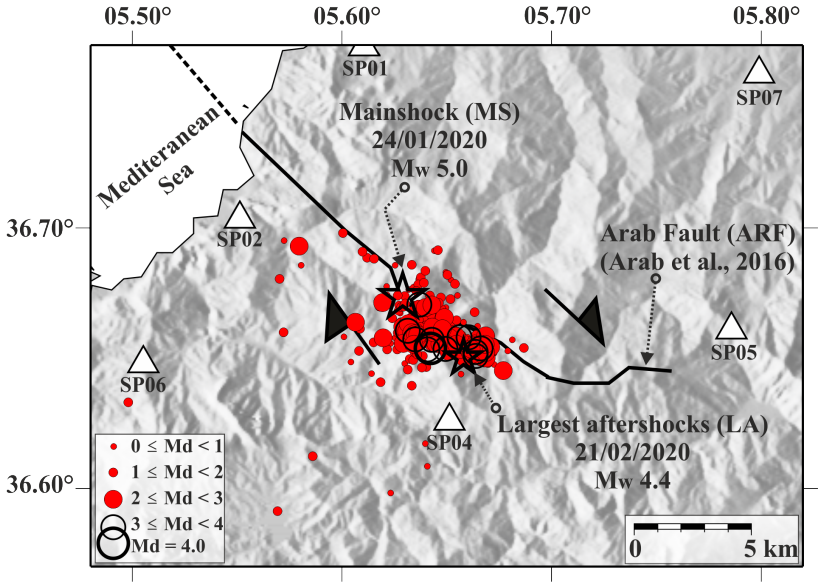


FIGURE 4.23 – Distribution horizontale des 304 événements localisés pour la séquence sismique d'El Aouana en 2020. La faille principale (nommée dans cette étude par Arab Fault ou ARF) est tirée d'Arab *et al.* [2016] (Abacha et al., in prep)

4.8.7 La séquence sismique d'El Aouana en 2020

Le 24 janvier 2020 à 07h 24m 20s, la région de Jijel a de nouveau été frappée par un séisme peu profond de Magnitude $M_w = 5.0$, le séisme d'El Aouana. Le séisme s'est produit dans la limite ouest du bloc de la Petite Kabylie (LKB), à 20 km au sud-ouest de la ville de Jijel.

La distribution des 304 événements localisés (Figure 4.23) en utilisant le programme Hypoinverse [Klein 2002] montre un essaim principal de 6 km de long × 3 km de large, orienté NO-SE. Ceci est en accord avec : (1) la solution d'azimut N128^{o}E du FM du choc principal (voir Annexe C) (2) la faille de décrochement dextre NO-SE identifiée à travers les observations de terrain par Arab *et al.* [2016] ARF dans la Figure 4.23.

La distribution verticale (Figure 4.24) indique que les foyers sont restreints principalement à des profondeurs de 5 à 10 km, sur un plan quasi-vertical, plongeant de 75^o vers le SO avec une longueur d'environ 6 km et une largeur d'environ 3 km. Tous les mécanismes aux foyers affichent un des plans nodaux en accord avec la distribution spatiale (horizontale et verticale) des événements relocalisés.

Les relocalisations de l'événement d'El-Aouana dans partie ouest du LKB ont révélé une structure d'orientation ~N^{o}128E, avec un pendage 75^{o}SO, projetable en surface sur une faille révélée par une enquête géologique [Arab *et al.* 2016]. Notre analyse suggère que des failles

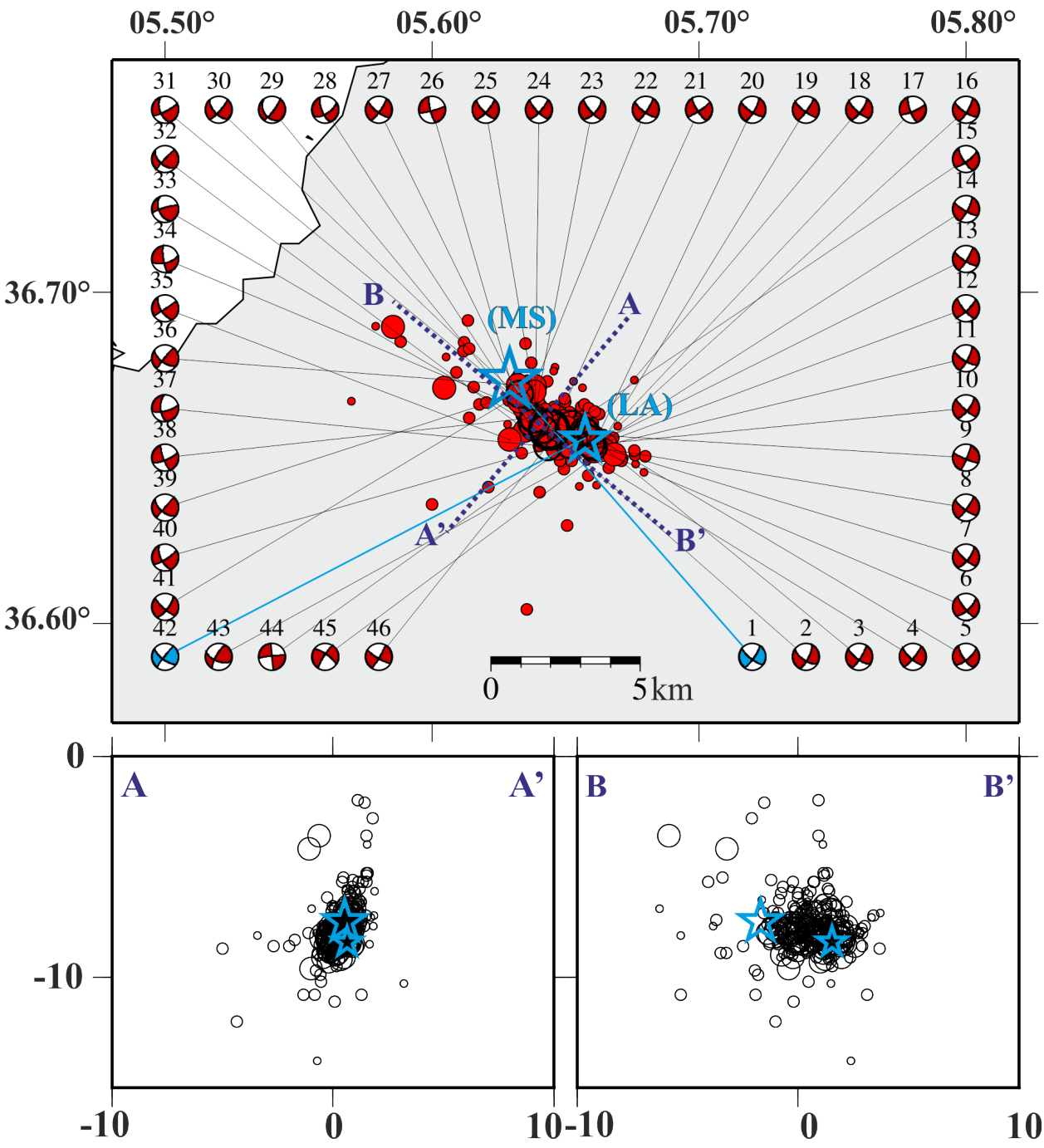


FIGURE 4.24 – Distributions horizontales et verticales des 290 événements relocalisés, montrant aussi 46 mécanismes aux foyers d'événements avec $M \geqslant 2$ dans la séquence sismique d'El Aouana en 2020. (Abacha et al., in prep)

de décrochement dextre délimitent la frontière ouest du LKB, et probablement appartiennent à la zone de transfert de la zone Bejaia-Babors (voir section 4.8.2 et Boulahia *et al.* [2021]).

4.8.8 La séquence sismique de Mila en 2020

La séquence sismique de Mila Août-Juillet 2020 a été marquée essentiellement par l'apparition de deux chocs principaux, le 17 Juillet 2020 à 08h12m de $M_w = 4.8$, localisé à 1 Km au Nord de Sidi Merouane (proche de Grarem-Gouga) et le 07 Août 2020 à 06h15m un autre de magnitude $M_w = 5.0$, repéré à 1 Km au Nord de la localité de Hamala au bord du barrage de Beni-Hanoune, il a déclenché également un glissement de terrain géant qui a causé la perte d'environ 100 maisons de particulier construite sauvagement sur un terrain fragile sujettes aux glissements de terrain.

Récemment, Benfedda *et al.* [2021] ont étudié les principaux événements de la séquence sismique Mila de juillet-août 2020, y compris, respectivement, les événements du 17 juillet à 08h12mn (M_w 4,6), du 7 août à 06h15m (M_w 4,8) et à 11h13m (M_w 4,4). Ils ont effectué une inversion de forme d'onde des accélérogrammes pour calculer le moment sismique, la magnitude du moment, et les mécanismes focaux des événements. Les mécanismes focaux déterminés donnent des solutions de décrochement pur pour les trois événements avec des plans nodaux orientés NE-SW et NW-SE. De plus, ils ont utilisé l'analyse InSAR de deux images Sentinel-1A, prises avant et après l'événement du 7 août (Mw 4.8), pour inventorier les glissements de terrain déclenchés. Six zones de glissement de terrain ont été identifiées, situées le long d'un corridor de 22 km de long et de 6.5 km de large orienté NE-SW. Ce couloir correspond bien à la distribution spatiale du plan nodal NE-SW des solutions focales obtenues. Ce qui suggère que les séismes sont produits par un glissement senestre orienté NE-SW. Néanmoins, comme Benfedda *et al.* [2021] ont utilisé pour l'inversion des formes d'ondes le code de Yagi et Nishimura [2011] le même qui est employé dans notre programme MATLAB développé dans cette thèse, seulement en utilisant trois stations accélérométriques la variance obtenue par exemple pour l'évènement du 17 Juillet 2020 égale à 0.34 (M_w 4.6), une valeur élevée par rapport à la variance de 0.11 (M_w 4.8) que nous avions obtenu en utilisant plusieurs sismogrammes courte période et large bande (voir Tableau 4.2 et les Figures en Annexe C). En conséquence, les paramètres de la source calculés dans Benfedda *et al.* [2021] sont tous sous-estimés.

Les résultats préliminaires de la relocalisation hypoDD de 981 événements associés à la séquence Mila donnent dans la distribution horizontale affichée sur la figure 4.25 deux essaims, l'un moins nombreux en rouge et l'autre abondant en jaune, le premier essaim est associé au choc du 17 juillet 2020 (M_w 4,8), le second au choc du 7 août 2020 (M_w 5.0). L'essaim rouge a une largeur d'environ 4 km, tandis que l'autre a une longueur de ~6 km. Plusieurs mécanismes aux foyers ont été calculés pour les événements clés, afin de résoudre le(s) plan(s) de faille. Le deuxième groupe est mieux contraint car il coïncide

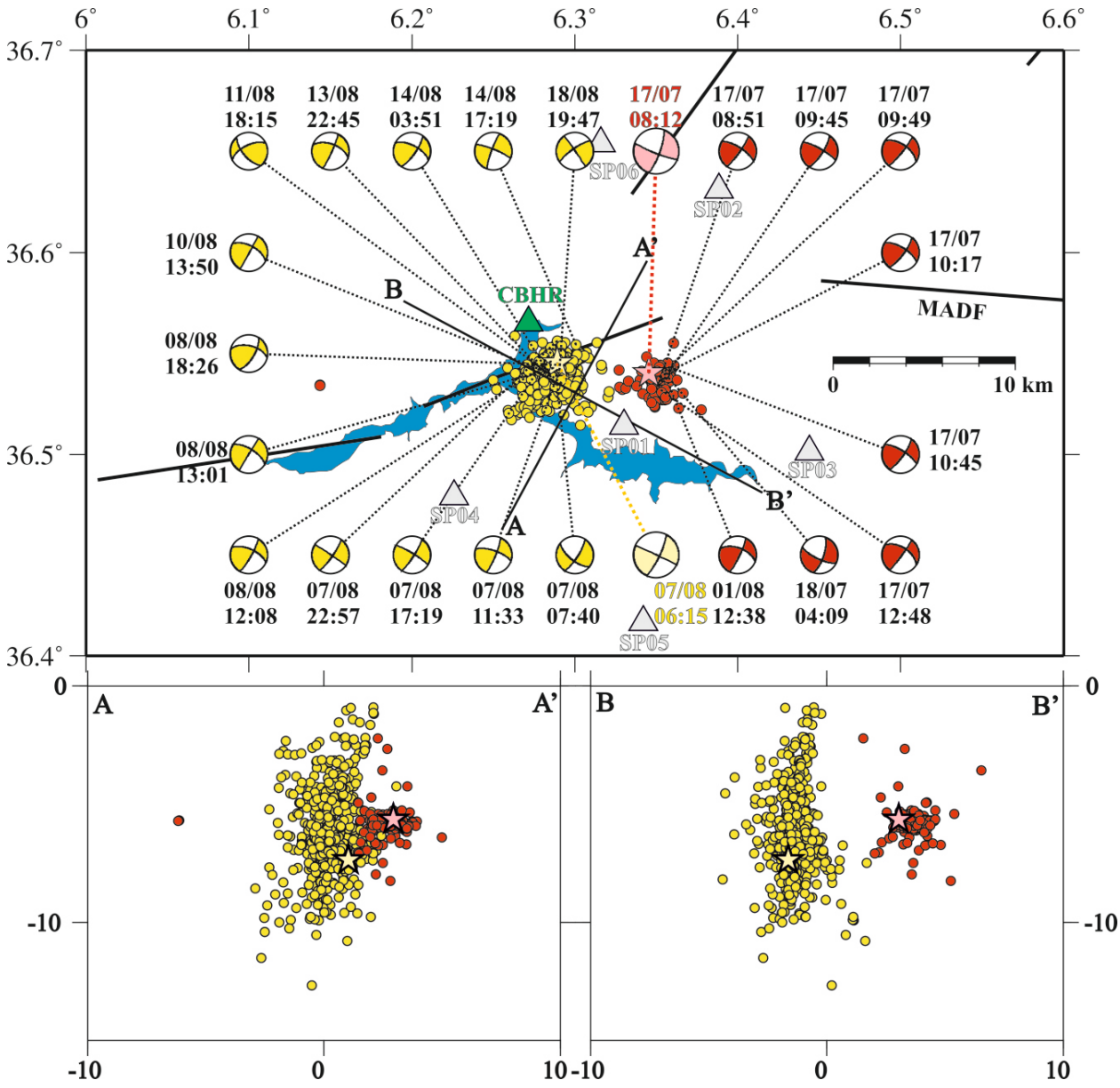


FIGURE 4.25 – Distributions horizontales et verticales des 981 événements relocalisés de la séquence sismique de Mila Août-Juillet 2020, montrant aussi quelque mécanisme aux foyers. (Boulahia et al., in prep)

avec l'installation des stations portables, l'alignement des répliques relocalisées ainsi que les mécanismes aux foyers suggèrent que le plan de faille est celui orienté NE-SW de mouvement senestre comme dans Benfedda *et al.* [2021]. Par contre, pour connaître la géométrie de la faille du premier cluster (rouge) survenu avant l'installation des stations portables une analyse supplémentaire doit être appliquée pour séparer les plans de failles, cette technique consiste au calcul de la directivité que le choc du 17 juillet a pris voir Chapitre 7.

4.8.9 La séquence sismique d'El Kantour en 2020

La région d'El Kantour après le séisme modéré de $M_w = 4.7$ en 2017, un autre a secoué la région trois ans après, le 22 novembre 2020 à 03h 53m de magnitude plus forte $M_w = 5.3$. Le segment de faille responsable est toujours orienté E-O, les résultats préliminaires montrent la rupture d'un segment adjacent à celui de 2017 (Figure 4.26). Une analyse plus approfondie par une relocalisation plus précise et la détermination des mécanismes aux foyers, nous donne la géométrie de la faille en profondeur.

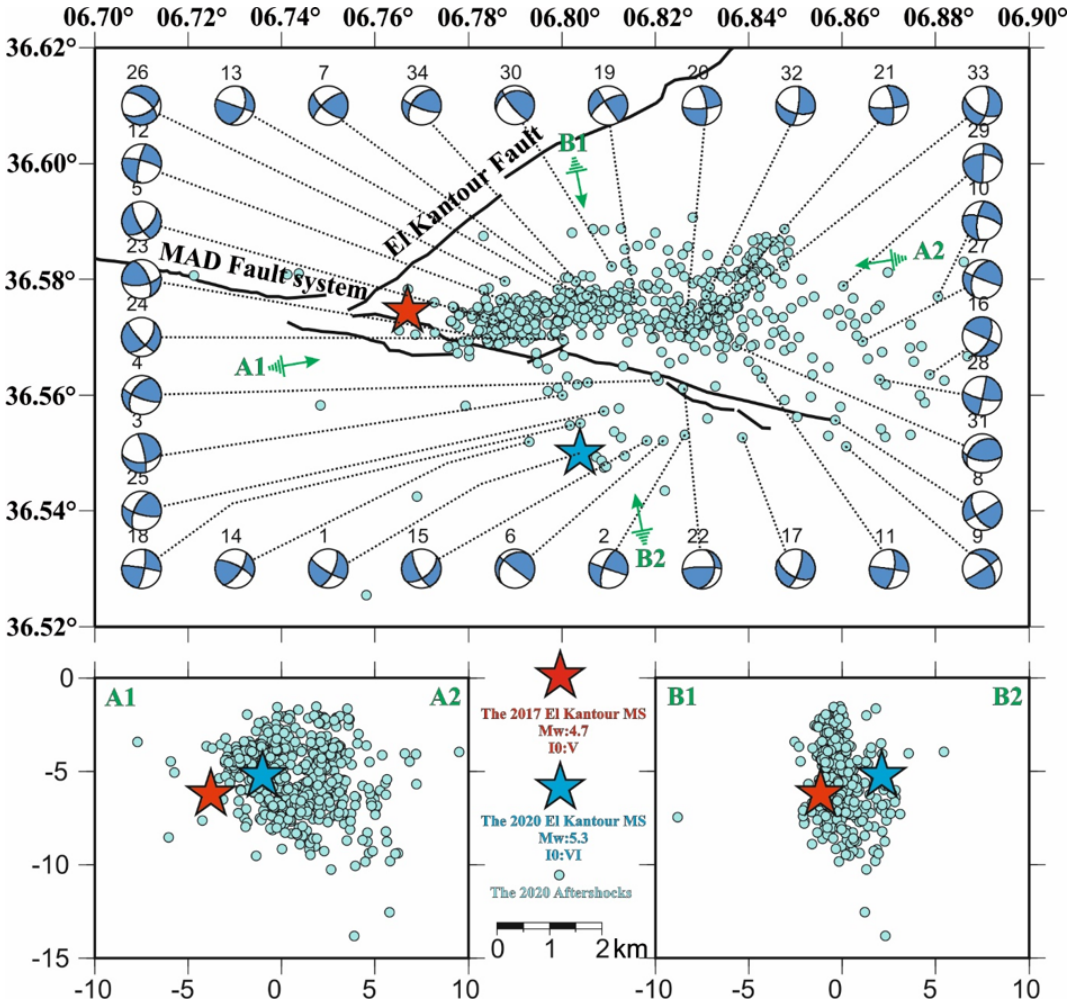


FIGURE 4.26 – Distributions horizontales préliminaires des événements localisés , avec les mécanismes aux foyers pour les deux principaux chocs du 2017 ($M_w = 4.7$), et celle du 2020 ($M_w = 5.3$), montrant aussi quelque mécanismes aux foyers d'événements avec $M \geqslant 2$ dans la séquence sismique d'El Kantour en 2020.

4.9 Conclusion

Plusieurs méthodes de localisation absolue et de relocalisation relative ont été implémentées dans ce chapitre, *NonLinLoc* et l'identification et classification des multiplets ont été appliquées pour la première fois sur des séquences sismiques en Algérie.

A travers les analyses des relocalisations des répliques, nous avons pu cartographier avec précision plusieurs structures actives responsables de l'occurrence des séquences sismiques récentes dans la partie Nord-Est Algérienne.

Les inversions des formes d'ondes ont corroboré les résultats des mécanismes aux foyers déterminer à partir des arrivés des ondes P pour les chocs principaux et quelques répliques fortes, en plus de fournir les premiers renseignements sur deux paramètres de la source à savoir le moment sismique et la profondeur de l'évènement.

Chapitre 5

Analyse spatio-temporelle de la sismicité dans la partie Nord-Est Algérienne

5.1 Introduction

Les séismes majeurs sont imprévisibles. Cependant, l'analyse statistique des évènements précurseurs et des répliques d'un choc principal suit des lois statistiques maintenant bien établies. L'interdépendance des paramètres spatio temporelles des répliques et de ses changements systématiques avec différentes tectoniques a été observée dans de nombreuses études [e.g. Helmstetter et Shaw 2006, Helmstetter et Sornette 2003, Schorlemmer et Wiemer 2005, Utsu *et al.* 1995, Wiemer et Katsumata 1999, Zhuang *et al.* 2017]. Les paramètres les plus utilisées dans la sismologie statistique sont la localisation (longitude, latitude et profondeur), le temps et la magnitude. D'autres paramètres sont également utilisées comme la chute de contrainte, le moment sismique, etc, mais d'une façon plus réduite due principalement au déficit enrégistré dans la détermination de ces paramètres.

L'intérêt premier de l'étude statistique est la caractérisation de l'évolution spatio-temporelle d'une activité sismique. En effet, il existe deux types de séquence dont la différence réside dans la temporalité et la spatialisation des évènements (Figure 5.1). Nous distinguons tout d'abord l'activité de type (foreshocks-) mainshock-aftershocks, qui est caractérisé par un évènement majeur d'une magnitude bien définie, suivie d'une décroissance des répliques de magnitudes inferieur au cours du temps. Deuxièmement, l'activité de type Swarm (essaim) qui est elle définit par une irrégularité dans sa temporalité avec l'absence d'un choc principal ou au contraire une succession de plusieurs chocs principaux. Ce type est souvent (mais

pas toujours) liée à un mécanisme forçant, comme par exemple le fluage asismique ou la circulation des fluides [e.g. Bourouis et Cornet 2009, Hainzl et Ogata 2005, Pacchiani et Lyon-Caen 2010].

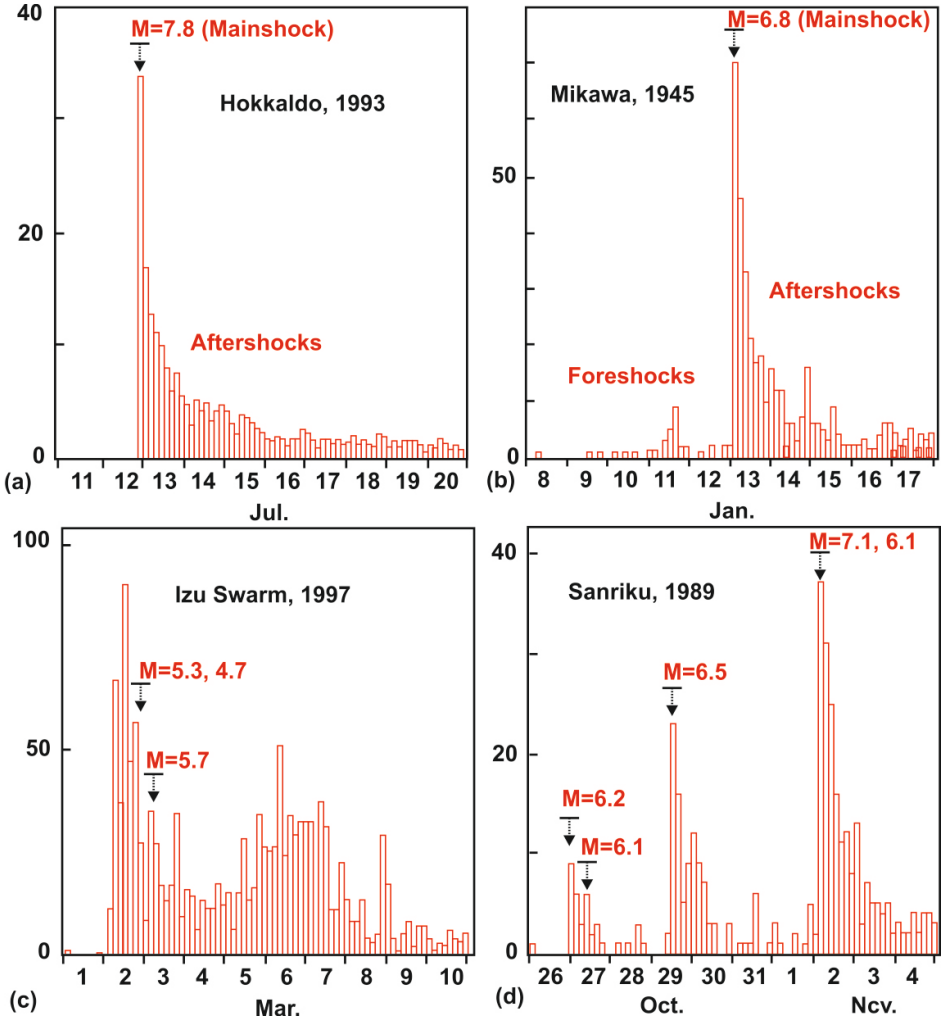


FIGURE 5.1 – Exemple des séquences sismiques avec la variation temporelle du nombre des séismes. (a) Séquence de type mainshock-aftershocks ; (b) Séquence de type forshocks-mainshock-afterchocks ; (c) Séquence de type swarm ; (d) Succession de séquences de type mainshock-aftershocks (modifié d'après Utsu [2002]).

Un autre intérêt à ces lois statistiques, est qu'elles nous aident à mieux comprendre le lien entre la physique et le mécanisme de déclenchement du séisme. En effet, plusieurs études ont montré que les paramètres de ces lois peuvent expliquer le taux de productivité des répliques, comment ces dernières dépendent du type de faille, quand et à quelle distance la plus grande réplique peut se produire, l'interaction physique entre les séismes et l'influence du changement de contrainte statique et dynamique sur l'évolution spatio-temporel de la

sismicité. Toutes ces indications sont utiles à l'élaboration d'un modèle de prévision des risques.

Au cours de ce chapitre nous allons évoquer les différentes lois statistiques utilisées lors de notre travaill comme la loi d'Omori-Utsu, Gutenberg-Richter, ETAS (*Epidemic Type Aftershock Sequences*), Concentration (*"clustering"*) en temps et la distribution du temps inter-événement.

5.2 Rappels sur les méthodes inverses

En générale, un système physique peut-être décrit par un jeu fini de paramètres caractérisant un modèle m. Ce modèle a pour particularité de prédire la valeur des données observables représentées par le vecteur d à partir d'une relation fonctionnelle symbolisée par un opérateur G [Tarantola 2005].

$$d = Gm \tag{5.1}$$

La résolution du problème inverse consiste à déterminer les paramètres du modèle à partir des données observées.

Le choix de la méthode d'inversion dépend de la linéarité et de la non-linéarité du problème. Si G est un opérateur linéaire, alors le problème inverse peut être résolue par les moindres carrées. Si au contraire G est un opérateur non-linéaire, le problème est résolu soit par linéarisation, soit par des méthodes de minimisation non-linéaires.

La résolution d'un problème inverse non-linéaire consiste à déterminer les paramètres du modèle minimisant une fonction coût qui mesure l'écart entre les données observées et calculées. La fonction coût est généralement estimé par une norme L_p telle que :

$$S = \frac{1}{p} \sum_i \frac{|d_i^{obs} - d_i^{cal}|^p}{\sigma_i} \tag{5.2}$$

où d^{obs} et d^{cal} représentent respectivement le vecteur des données observées et celui des données calculées, et σ_i est l'incertitude associée à la i-éme observation du vecteur d^{obs}. Les normes les plus utilisées dans les inversions sont L_1 et L_2. L'utilisation de la norme L_1 revient à considérer que l'incertitude suit une distribution de Laplace, alors que la norme L_2 correspond à une distribution Gaussienne et est plus sensible aux influences des outliers (paramètres externes) dans un jeu de données [Tarantola 2005].

La recherche des paramètres optimaux se fait par une exploration itérative de l'espace des paramètres.

5.2.1 Exploration de l'espace des paramètres du modèle

Il existe plusieurs stratégies d'approche pour l'exploration de l'espace des paramètres. L'approche la plus simple consiste à discrétiser l'espace des paramètres du modèle en une grille plus ou moins fine. Le problème d'une telle exploration est son coût en temps de calcul. La taille des nœuds de la grille et le nombre de paramètres à déterminer conditionnent le temps de calcul. Plus la grille sera fine, meilleure sera la précision de la solution mais avec un nombre d'itération élevé et un temps plus long. D'autres méthodes plus optimales existent, comme par exemple ceux utilisant une simulation de Monte Carlo. Leur principe se base sur l'échantillonnage de l'espace des paramètres du modèle réalisé sur une marche aléatoire. A présent, supposons qu'à chaque configuration du modèle correspond un état X. Un processus aléatoire au cours duquel chaque état est visité (X_1, X_2, X_3, ..., X_{n+1}) constitue une chaine de Markov. Tout ce processus se déroule selon les étapes suivantes :

— A un $X_{n=i}$ de la chaine de Markov est associée une configuration des paramètres du modèle m_i qui constitue la solution courante du problème.

— La configuration m_j à l'état $X_{n+1} = j$ est obtenue en perturbant les paramètres de la configuration m_i.

— Les données synthétiques sont calculées à partir des paramètres de la configuration m_j. L'écart entre les données observées et théoriques est mesuré par le calcul de la fonction coût. La fonction cout S_j est ensuite comparé avec la fonction S_i. Si la fonction S_j est inférieure à S_i, alors la configuration m_j est acceptée autant que solution courante.

5.3 Fenêtrage spatiale et temporelle de la zone d'étude

Le choix de la fenêtre spatiale et temporelle se base sur la magnitude du choc principal, l'approche la plus utilisée est celle de Knopoff [Gardner et Knopoff 1974] :

$$\log_{10}(D) = 0.1238M + 0.9830 \qquad \text{pour le fenêtrage spatial} \tag{5.3}$$

$$\log_{10}(T) = 0.0320M + 2.7389 \qquad \text{pour le fenêtrage temporelle} \tag{5.4}$$

Ces relations restent cependant approximatives et peuvent induire à l'erreur si la localisation est mal faite [Gardner et Knopoff 1974].

5.4 La loi d'Omori

L'une des premières études faites sur la distribution temporelle des évènements est celle d'Omori [1894] et qui fut appliquée sur les séismes de Kumamoto (1889), Owari (1891) et Kagoshima (1893). Cette étude a marqué durablement l'histoire de la sismologie et a permis à Omori de développé une relation mathématique qui suit la décroissance temporelle des répliques :

$$N(t) = \frac{\mathrm{dn}}{\mathrm{dt}} = \frac{k}{(c+t)^1} \tag{5.5}$$

Ou $N(t)$ représente le nombre des réplique en fonction du temps (t) observé depuis le choc principal, et k et c des constantes à déterminer. Utsu [1961] a réussis à universalisé cette relation (5.5) en ajoutant la constante p tel que :

$$N(t) = \frac{\mathrm{dn}}{\mathrm{dt}} = \frac{k}{t^p} \tag{5.6}$$

Mais vu que cette relation diverge à $t = 0$, une constante c a été ajoutée :

$$N(t) = \frac{\mathrm{dn}}{\mathrm{dt}} = \frac{k}{(c+t)^p} \tag{5.7}$$

Cette relation plus générale est une excellente description de la décroissance des répliques au cours du temps et est aujourd'hui dénommé la loi d'Omori-Utsu ou la formule modifiée d'Omori.

L'intégral de cette relation nous permet d'avoir le nombre cumulé des évènements en fonction du temps

$$n(t) = k\frac{\left[c^{1-p} - (t+c)^{1-p}\right]}{p-1} \tag{5.8}$$

5.4.1 Description des paramètres

p-value : plusieurs études faites autour du monde, la valeur de p varie de 0.8 à 2.5 avec une moyenne de 1.1. Il est suggéré que cette variabilité de la valeur p est liée aux conditions tectoniques de la région telles que l'hétérogénéité structurelle, l'hétérogénéité des contraintes, le contenu en fluides, le flux thermique, l'échauffement par frottemen, le glissement sismique

et la température [e.g. Helmstetter et Shaw 2006, Mikumo et Miyatake 1979, Mogi 1962; 1967, Utsu *et al.* 1995, Wiemer et Katsumata 1999]

c-value : la valeur de c est lié au délai entre le choc principal et le début de déclenchement des répliques, cette valeur est toujours surestimé et très difficile à déterminer due au chevauchement des signaux des petits évènements déclenchés juste après le choc principal avec le signal de ce dernier, et le manque de stations proche capable de détecter les petits évènements, comme le cas des études effectués au cours de cette thèse .

k-value : la valeur de k représente le taux de productivité des séismes et est proportionnelle à la magnitude de 1er choc.

5.4.2 Occurrence de séquences de répliques secondaires et d'autres activités anormales

Certains articles ont rapporté des cas où la formule originale ou modifiée d'Omori ne correspondait pas à la variation observée de la fréquence des répliques ; ou de manière générale, l'activité des répliques ne diminuait pas régulièrement dans le temps.

Par exemple, Omori (1900) a rapporté que l'activité des répliques des doubles séismes de Fukuoka des 10 et 12 août 1898 a diminué rapidement, mais en 1899 l'activité est devenue presque constante, et en 1900 elle a plutôt montré une tendance à augmenter. Bolt [1968] a souligné l'augmentation anormale de l'activité des répliques du séisme de San Francisco du 18 avril 1906 et en janvier 1907. Hamilton et Healy [1969] ont décrit une augmentation remarquable de la fréquence des répliques environ 20 jours après l'explosion nucléaire de Benham.

Il n'est pas rare qu'une ou plusieurs grandes répliques accompagnées de nombreuses répliques secondaires se produisent dans une séquence de répliques. De telles séquences multiples ne peuvent pas être représentées par une formule simple, mais peuvent être exprimées par une combinaison des formules d'Omori modifiées.

$$\frac{dn}{dt} = \frac{k}{(c+t)^p} + \frac{H}{(c+t-t_2)^p} \tag{5.9}$$

5.4.3 Estimation des paramètres

Afin de modéliser la loi d'Omori-Utsu, un programme Matlab a été développé, le code effectue le calcule selon les étapes suivante :

Préparation des données

Avant de procéder à la modélisation, il faut tout d'abord préparer le catalogue selon nos besoins et suivant les étapes ci-dessous :

— Appliquer un fenêtrage spatial et temporel en utilisant les relations (5.3) et (5.4) définit dans la séction 5.3.

— Convertir les temps d'origines de chaque évènement (année, heur, minute, seconde) en un seul temps de référence (jour dans notre cas).

— Calculer la différence de temps d'origines de chaque évènement avec celui du choc principal (ou le premier choc pour une activité de type swarm).

— Calculer le nombre cumulé des évènements en fonction des temps relatifs.

Validation synthétique de la loi Omori-Utsu

Afin de déterminer les paramètres p, k et c de la loi d'Omori-Utsu, nous avons utilisé comme fonction coût la vraisemblance maximale. Cette fonction permet d'obtenir l'expression de la densité du processus qui explique au mieux nos observations. Celle-ci peut dépendre d'un jeu de paramètre θ tel que, dans le cas d'un taux non-stationnaire,

$$\lambda = \lambda(t;\theta) \tag{5.10}$$

Ce problème se ramène donc à chercher le jeu de paramètres θ qui va maximiser la vraisemblance du modèle choisi par rapport aux données ; satisfaisant donc l'équation suivante.

$$\frac{l(\theta)}{d\theta} = 0 \tag{5.11}$$

Nous définissons alors une fonction coût

$$J(\theta) = \int_0^T \mathrm{d}t\lambda(t;\theta) - \sum_k \ln(\lambda(t_k;\theta)) \tag{5.12}$$

Dont le minimum est donné par le jeu optimal de paramètre θ

Avant d'appliquer ces lois sur des données réelles, nous avons généré des données synthétiques en appliquant les lois définit ci-dessus et en ajoutant une perturbation. Les résultats obtenus pour la loi d'Omori-Utsu sont représentés dans la Figure 5.2a et ceux de l'intégral de la loi dans la Figure 5.2b.

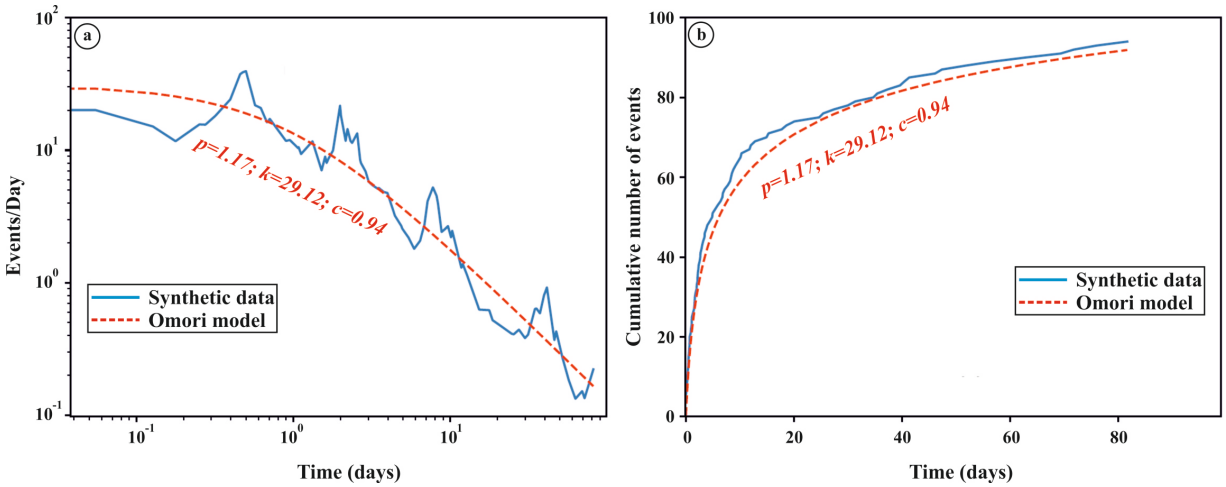


FIGURE 5.2 – (a) Test synthétique sur la loi d'Omori-Utsu avec la fréquence des évènements en fonction du temps ; (b) Test synthétique sur la formule intégrale de la loi d'Omori-Utsu avec le nombre des évènements cumulés en fonction du temps.

5.5 La loi de Gutenberg-Richter

La loi empirique de récurrence de Gutenberg-Richter [Gutemberg et Richter 1954], initialement découverte en sismologie pour les séismes californiens par Gutemberg et Richter [1944], définit la distribution taille-fréquence d'un événement sismique, est souvent utilisée pour caractériser la sismicité. Cette dernière, stable à différentes échelles, dit que dans un volume et sur un intervalle de temps donnés, le nombre de séismes, N, avec une magnitude supérieure à M, décrit une relation de la forme :

$$\log(N_{\geqslant M}) = a - bM, \tag{5.13}$$

tel que :

- N : nombre de séismes de magnitude supérieure à M ;
- M : magnitude des séismes ;
- $(N_{\geqslant M})$: est la distribution cumulée inverse de la magnitude des séismes ;
- a : un indicateur du taux de sismicité local ;
- b : connu sous le nom de b-value, est utilisée pour caractériser la distribution des séismes sur une gamme de magnitudes. Elle décrit l'abondance relative entre les gros et les petits séismes. Elle traduit notamment le fait que les séismes de faible magnitude sont bien plus nombreux que ceux de forte magnitude.

La b-value est généralement proche de 1, mais peut oscille entre 0.5 et 1.5 [Wyss et Stefansson 2006]. Ses variations, sont contrôlée principalement par deux propriétés [e.g.

Scholz 1968, Schorlemmer et Wiemer 2005, Wiemer et Katsumata 1999, Wiemer et Wyss 1997] :

— l'hétérogénéité de la roche ou la densité de failles,

— la contrainte effective.

En effet, la b-value est proportionnel au degré d'hétérogénéité de la roche et inversement proportionnel à la contrainte normale effective. Ainsi, dans une zone de roche fracturée, où la contrainte normale effective est petite et favorise donc le déclenchement de petits séismes, la b-value est plus grand que dans une zone relativement plus homogène, où la contrainte normale effective est grande et propice au déclenchement de séismes plus grands.

Ainsi dans les zones soumises à des fortes pressions de fluides dans les pores de la roche, la b-value est forte [Wyss et Stefansson 2006]. En effet dans de tels contextes, la pression des fluides diminue la contrainte normale effective sur les plans de fractures. Une forte b-value indique donc la réactivation de failles préexistantes. D'autre part, de fortes hétérogénéités de matériaux et/ou de fortes densités de fractures sont caractérisées par une forte b-value [Mogi 1962].

De même, plus la contrainte de cisaillement augmente sur une faille bloquée, plus la surface de l'aspérité est importante, ce qui implique souvent peu d'activité sismique dans l'environnement immédiat de l'aspérité et par conséquent, une faible valeur pour b-value. Par le calcul du b-value de la sismicité contenue dans des volumes cylindriques perpendiculaires aux failles de San Andreas et de Calaveras, Wiemer et Wyss [1997] ont montré que les régions de fluage et les zones de failles où ont lieu des répliques sont associées à un facteur b-value élevé, ce qui a également été montré dans le cas de séquences sismiques sans choc principal, e.g. la séquence des Iles Gilbert de 1982 dont $b = 1.35$ [par ex. : Lay et Wallace 1995].

5.5.1 Détermination des paramètres a et b

La détermination des paramètres a et b s'est fait à l'aide d'un programme sous Matlab selon les étapes suivante :

Détermination de la magnitude de complétude

En premier lieu, nous devons déterminer la magnitude de complétude à l'aide de la technique de couverture maximale [Wiemer et Wyss 2000]. Commençant par calculer l'histogramme des magnitudes pour avoir une meilleure idée des données. Ensuite, nous calculons la magnitude de complétude (Mc) en retirant le choc principal de l'ensemble de données et en filtrant ces derniers dans le temps et dans l'espace (relations (5.3) et (5.4) définit dans

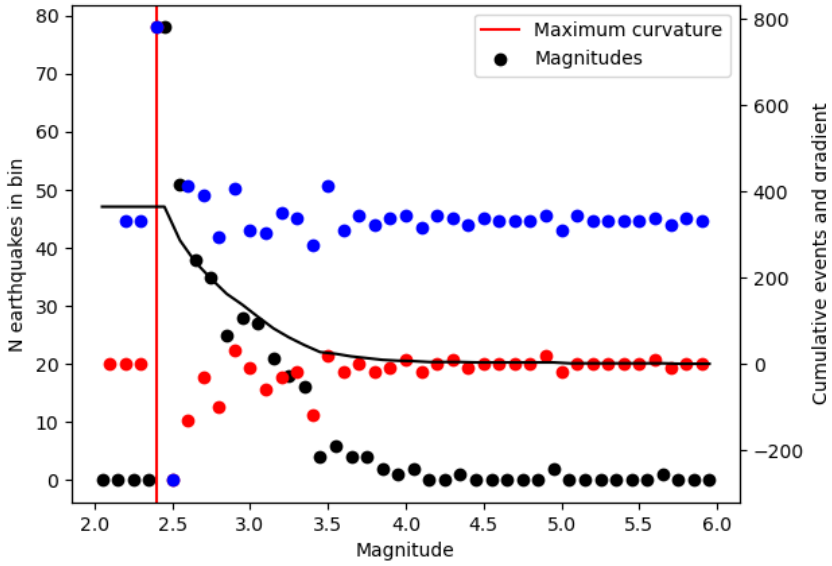


FIGURE 5.3 – Test synthétique pour la détermination de la magnitude de complétude avec la méthode de courbure maximale.

la séction 5.3). La technique de la couverture maximale permet de trouver le point où la distribution non cumulative (histogramme) a la plus grande courbure (Figure 5.3).

Validation synthétique de la loi de Gutenberg-Richter

L'estimation des paramètres a, b à partir de la loi de Gutenberg-Richter se fait par une régression linéaire du logarithme du nombre cumulative des évènements en fonction de la magnitude (Figure 5.4). Nous notons $M_i(x_i, y_i)$ le nuage de points que nous cherchons à ajuster par une droite (d) : $y = ax+b$. Une méthode de régression linéaire consiste à minimiser les résidus $y_i - ax_i - b$, c'est-à-dire la distance de chaque point M_i à la droite (d) dans la direction de l'axe des ordonnées. Mais comme les points ne sont en général pas déjà alignés, il n'est pas possible de minimiser simultanément toutes ces distances. On distingue donc plusieurs méthodes selon la façon d'agréger ces distances. Celle utiliser dans notre cas est la méthode de minimisation par moindre carrée avec la fonction Matlab polyfit. Cette méthode consiste à minimiser la somme des carrés des résidus, définie par :

$$S = \sum_{i=1}^{n} (y_i - (a + bx_i))^2 \tag{5.14}$$

Dans le cas de la modélisation de la loi de Gutenberg-Richter, la minimisation se fait sur la partie décroissante de la représentation du nombre cumulé des évènements en fonction de

la magnitude c.-à-d. à partir de la magnitude de complétude.

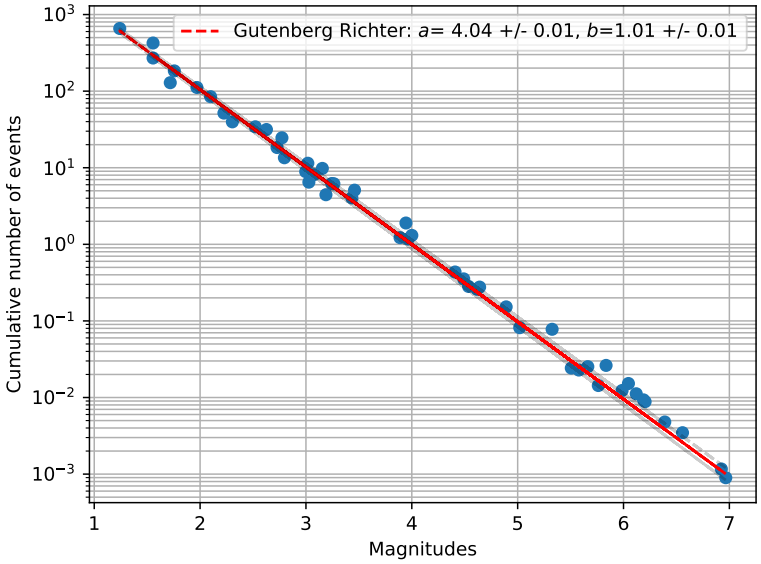


FIGURE 5.4 – Test synthétique sur la loi de Gutenberg-Richter avec le logarithme du nombre des évènements cumulés en fonction de la magnitude.

5.6 Concentration ("clustering") en temps : Loi Gamma

Nous rappelons ici quelques notions sur la distribution des événements dans le temps. La loi de Poisson est une loi de probabilité discrète, qui décrit le comportement du nombre d'événements survenant dans un laps de temps donné. Si la distribution de la sismicité dans le temps suit une loi de Poisson, cela signifie que les événements sont distribués aléatoirement dans le temps, avec une fréquence moyenne connue (taux de sismicité) indépendante du temps écoulé depuis le dernier événement. Ce comportement s'oppose à la loi d'Omori (voir section 5.4 précédente), qui décrit les interactions mécaniques différées entre la rupture d'une faille et ses failles voisines. Cette loi prédit une diminution exponentielle du nombre de répliques se produisant après une secousse principale dans son voisinage.

Les essaims sismiques sont encore un processus différent de la loi de Poisson ou de la loi d'Omori. Ils sont caractérisés par une forte concentration d'événements dans l'espace et dans le temps sans qu'il y ait de secousse principale particulière au début de la séquence sismique. Afin d'étudier les interactions entre séismes, et pour mieux cerner l'origine de fluctuations et de la corrélation physique entre ces événements sismiques, une manière de représenter la

distribution des intervalles de temps entre les événements successifs (Δt) dans une région spécifique présentant une activité sismique est de considérer une distribution Γ, dont les paramètres sont liés à la proportion de séismes indépendants :

$$\Gamma(\tau) = C\tau^{\gamma-1}e^{-\frac{\tau}{\beta}} \tag{5.15}$$

où τ est le rapport entre l'intervalle de temps entre séismes successifs Δt ($\Delta t_i = t_i - t_{i-1}$) et l'intervalle de temps moyen de l'ensemble Δt_0, et C, γ, β sont des constantes [e.g. Hainzl *et al.* 2006].

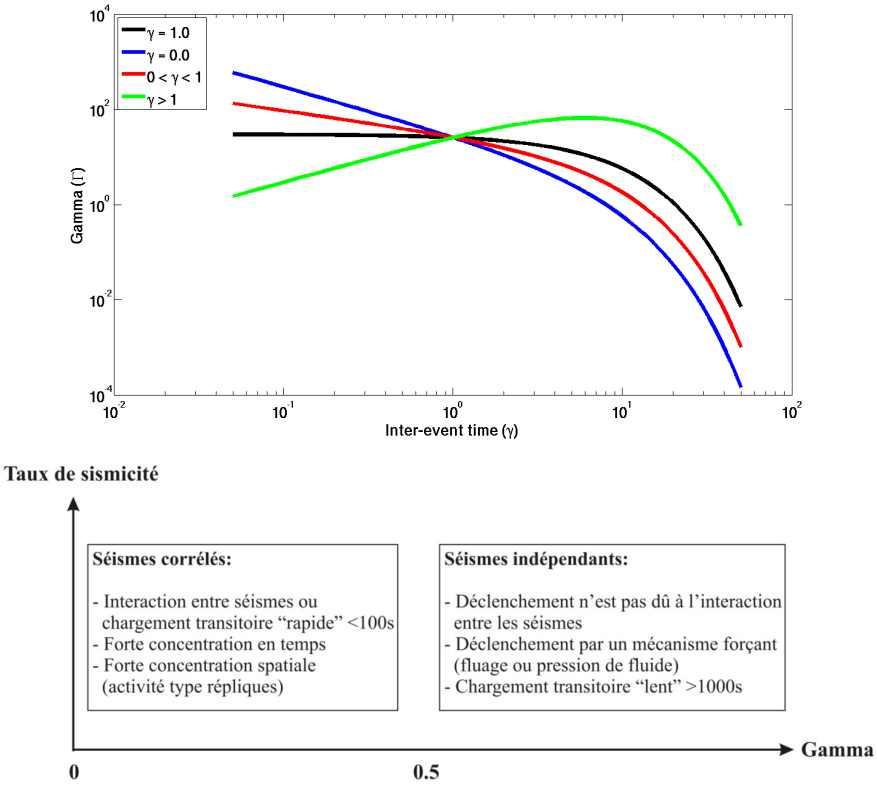


FIGURE 5.5 – Transitoires sismiques en fonction de Gamma. Variation de la courbe représentative de la loi avec la variation de γ ainsi que l'interprétation qui va avec ce changement.

Si le paramètre γ vaut 1, alors l'activité sismique suit une loi de Poisson, c'est-à-dire une occurrence aléatoire d'événements sans interactions *"background"*. Ces événements se produisent à une fréquence moyenne connue, indépendamment du temps écoulé depuis l'événement précédent. La courbe représentative de cette loi présente un plateau avant sa décroissance exponentielle (Figure 5.5). En revanche, si $\gamma = 0$, l'activité sismique suit une loi d'Omori [1894] exprimant les interactions retardées entre une perturbation mécanique générée par un tremblement de terre et la rupture sismique des failles proches. En d'autres

termes, elle caractérise les séquences de répliques avec un choc principale. Enfin, si $0<\gamma<1$, le plateau disparaît, la courbe est décroissante, et l'on a une plus grande proportion d'intervalles de temps courts que d'intervalles de temps longs. Cette prépondérance des intervalles de temps courts peut être expliquée par le fait que les processus d'interaction mécanique entre aspérités jouent un rôle dans le déclenchement des sources (Figure 5.5), et si $\gamma > 1$, elle suit un cycle sismique régulier.

5.6.1 Validation synthétique de la loi de Gamma

Afin de déterminer les paramètres de la loi gamma, nous devons tout d'abord calculer la densité de probabilité des intervalles de temps normalisé par la méthode des histogrammes (Figure 5.6). Cette méthode permet d'échantillonner chaque valeur et ainsi construire un histogramme en comptant le nombre d'observations. Ensuite, la détermination des paramètres se fera soit par linéarisation, soit par une inversion non-linéaire (voir la section 5.2).

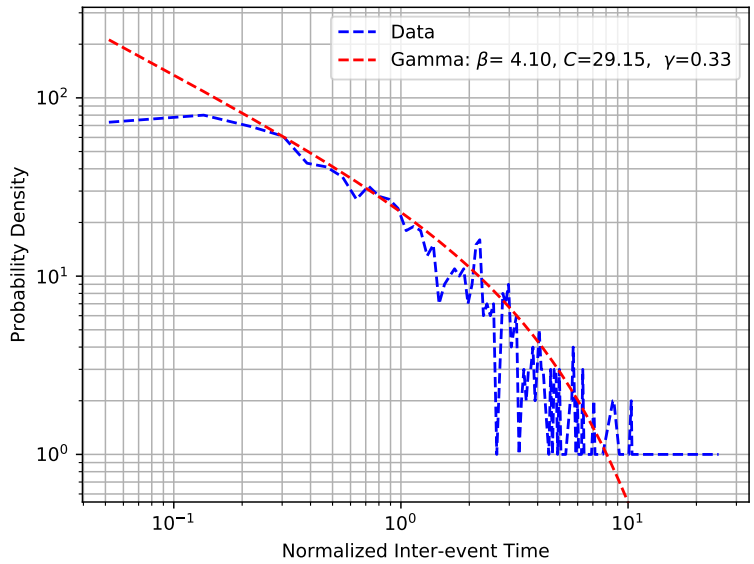


FIGURE 5.6 – Test synthétique sur la loi de Gamma avec la densité de probabilité des intervalles de temps normalisés.

5.7 ETAS (*Epidemic Type Aftershock Sequences*)

Etant donnée la difficulté de reconnaitre un séisme comme un précurseur, une réplique ou choc principale, même dans les environnements tectoniques, la formulation usuelle a été revisitée dans des études récentes, ou la distinction précurseur-choc principale-réplique est abolie. En effet, une telle classification n'a pas de raison d'être, puisque tous les séismes, quelle que soit leur magnitude, déclenchent leurs propres répliques, qui a leur tour déclencheront d'autres, etc. A l'inverse des répliques qui apparaissent a toutes les échelles [e.g. Mogi 1967, Scholz 1968], les séquences de précurseurs sont rares et irrégulières [Helmstetter et Sornette 2003]. De plus, le taux de précurseur suit une loi d'Omori inverse lorsque l'on additionne ces séquences pour un grand nombre de choc principale [Helmstetter et Sornette 2003]. C'est ce qui fait dire à Helmstetter et Sornette [2003] que les chocs principales sont des répliques de précuseur conditionnels.

Dans le même esprit, le modèle ETAS (*Epidemic Type of Aftershock Sequences*) introduit par Kagan et Knopoff [1987] et Ogata [1998] permet d'explorer le regroupement temporel de l'activité sismique sans apriori de classification des évènements. Le modèle ETAS est un processus stochastique qui décrit l'activité sismique d'une région active sismiquement. C'est une généralisation de la loi d'Omori modifiée, et il prend en compte les séquences d'aftershocks secondaires déclenchées par tous les évènements. Dans ce modèle, tous les évènements jouent donc à la fois un rôle de choc principale et répliques, et éventuellement de précurseur [e.g. Helmstetter et Sornette 2003].

Selon le modèle ETAS, la sismicité peut être décrite, en temps, comme la superposition de deux types de séismes : une activité de fond, et les évènements déclenchés par un séisme antérieur [Helmstetter *et al.* 2007]. Les travaux Helmstetter *et al.* [2007], Helmstetter et Sornette [2003] ont apporté une avancée majeure sur ce sujet, en démontrant que tous les séismes sont capables de générer d'autres évènements, dans une quantité qui est reliée à leur magnitude. Le modèle ETAS est construit sur la base de lois statistiques principales bien établies (Gutenberg-Richter, Omori généralisé, loi de productivité et le modèle fractal) :

Dans le modèle ETAS, les magnitudes des évènements suivent **la loi de Gutemberg-Richter** (voir la section 5.5). Cela implique que la magnitude d'un évènement déclenché est statistiquement indépendante de la magnitude de l'évènement qui l'a génère. **La loi modifiée d'Omori** qui décrit la décroissance du taux d'aftershock après un mainshock (voir la section 5.4).

La loi de productivité, qui relie le nombre d'aftershock Nbr_M induits par un mainshock de magnitude M : $Nbr_M \approx 10^{\alpha M}$, où l'exposant α est estimé entre 0.8 et 1 pour la Californie du

Sud [Helmstetter et Sornette 2003] et est généralement petit dans le cas ou nous sommes en présence d'une activité de type swarm et grand dans le cas ou l'activité est de type mainshock-aftershock sauf si l'activité contient des grands aftershocks [Ogata 1998]. Ce paramètre contrôle le rôle des petits séismes relativement aux gros séismes dans le déclenchement de sismicité induite [Helmstetter *et al.* 2007, Helmstetter et Sornette 2003]. Plus précisément, le nombre d'évènements déclenché par un évènement de magnitude M s'exprime de la façon suivante : $Nbr_M = K10^{\alpha(M-M_0)}$.

La structure fractale des failles le long desquelles les séismes sont regroupés dans l'espace : $P(r) \approx r^{(D-1)}$, où P(r) est la densité des distances r entre chaque évènements, indépendante du temps, et D est la dimension fractale du réseau de failles. La zone affectée par les variations de contrainte induites par un séisme augmente avec la longueur de rupture, alors que le relâchement de contrainte induit par ce même séisme est indépendant de la magnitude [e.g. Helmstetter et Sornette 2003, Kagan et Knopoff 1987, Kanamori et Anderson 1975]. En considérant que les aftershocks sont déclenchés par les changements de contrainte induits par un mainshock. La densité de séismes déclenchés est indépendantede la magnitude du mainshock pour des distances r proportionnelles à la longueur de rupture L du mainshock. De façon analogue, la distance entre un évènement principal et un évènement déclenché est indépendante de la magnitude du premier et du délai entre le premier et le deuxième [Helmstetter et Sornette 2003]

En conclusion, selon le modèle ETAS, un séisme peut déclencher d'autres séismes de n'importe quelle magnitude (tirée d'une distribution suivant la loi de Gutemberg-Richter). Cela signifie que les évènements déclenchés peuvent être de magnitude supérieure, égale ou inférieure à celle du séisme qui les a déclenchés. Felzer et Brodsky [2006], Helmstetter et Sornette [2003], montrent que les aftershockssecondaires dominent une séquence d'aftershocks, de telle sorte qu'un gros aftershock consécutif a de fortes chances d'être généré lui-même par un aftershock du mainshock.

En suivant le modèle ETAS, le taux de sismicité peut donc s'écrire :

$$\lambda(t) = \mu + \sum_{i,t_i<t} \lambda_i(t) = \mu + \sum_{i,t_i<t} \frac{k}{(c+t-t_i)^p} e^{\alpha(M_i-M_c)} \tag{5.16}$$

où μ est le taux de fond de sismicité, et où le deuxième terme contient les effets de cascade qui donnent naissance à la sismicité déclenchés [e.g. Helmstetter et Sornette 2003, Ogata 1998, Utsu *et al.* 1995]. La sismicité de fond est modélisée par un processus Poissonien stationnaire, dont les évènements sont statistiquement indépendants les uns des autres [Helmstetter et Sornette 2003, Ogata 1998]. Le terme μ représente la réponse directe de la matrice solide à

des forçages extérieurs, i.e. chargement tectonique, ou des variations de pression interstitielle dans un sol lorsqu'il y a variation des contraintes totales. Les paramètres les plus importants dans le cas du modèle ETAS sont : la valeur de α, qui se situe généralement dans la plage de [0.35, 0.85] pour les essaims et de [1.2, 3.1] pour les séquences de chocs principaux et de répliques [Ogata 1992], et de μ, qui désigne le taux de fond et a été utilisé comme un indicateur de l'activité entraînée par les fluides [e.g. Hainzl et Ogata 2005].

5.7.1 Validation synthétique du modèle ETAS

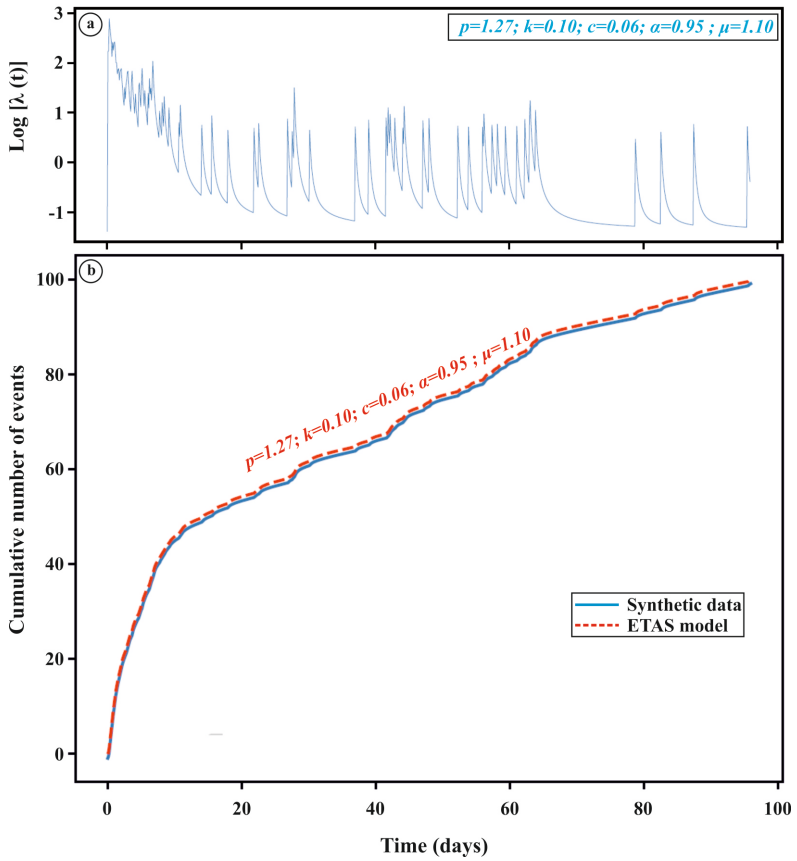


FIGURE 5.7 – Test synthétique sur le modèle ETAS. (a) La fréquence des évènements en fonction du temps ; (b) Le nombre cumulé des évènements en fonction du temps.

La détermination des paramètres du modèle ETAS se fait tout d'abord par l'utilisation d'une fonction coût, qui est la vraisemblance maximale dans notre cas, ainsi que le critère Akaike [1998] dont la valeur minimale représente la solution optimale.

$$AIC = -2max(LogL(\theta)) + 2k \tag{5.17}$$

avec k le nombre de paramètres à déterminer. Ensuite, nous calculons le gradient de la fonction par la dérivée de cette dernière par rapport à chaque paramètre à déterminer. Enfin, nous procédons à une inversion non linéaire (voir la section 5.2) en incorporant la fonction coût ainsi que le gradient (Figure 5.7).

5.8 Applications des lois statistiques sur la sismicité récente (2000-2021)

Cette section se concentre sur l'application des lois statistiques afin d'obtenir des modèles d'activités des répliques des séquences récentes dans l'Est Algérien. Le premier objectif c'est de talonner les progrès dans la compréhension des répliques dans les domaines spatio-temporels en obtenant plus d'acuité dans les modèle d'occurrence spatio-temporelle des répliques dans les régions proches aux sources sismogénique. Le deuxième objectif c'est d'établir les liens spatio-temporelle des paramètres à la physique responsable de la genèse des séismes en mettant en évidence l'importance du type de faille sur les propriétés moyennes de la sismicité déclenchée, l'implication des fluides dans le déclanchement des répliques, le type des mécanismes aux foyers, et la magnitude du choc principale. Le troisième objectif c'est d'analyser la variation des paramètres.

Notre première contribution en utilisant les lois Gutenberg-Richter, Gamma, a été publiée dans Abacha *et al.* [2019]. La deuxième dans Boulahia *et al.* [2022; 2021], nous avons inspecté les répliques par la loi Omori-Ustu. La troisième contribution utilisant Gutenberg-Richter, Gamma, et Omori-Utsu a été publiée sous forme d'un chapitre dans le livre *« Advances in Geophysics, Tectonics and Petroleum Geosciences, Advances in Science, Technology and Innovation »* [Abacha *et al.* 2022].

Cette section présente des analyses plus aboutis, avec plus de séquence sismique, des explications détaillées, et finalement une nouvelle méthode de modélisation ETAS.

5.8.1 La crise sismique de Mila en 2007

En décembre 2007, la région de Mila, dans le Nord-Est de l'Algérie, a connu des milliers de microséismes dont 124 localisés avec précision de ($0.8 \leq M_d \leq 3.9$) s'étendant principalement dans une bande horizontale à environ 1 à 2 km de profondeur dans une direction NNW-SSE et concentrés dans une petite zone, à 3 km au sud-est de Djebel Akhal, qui est une petite

colline rocheuse entre le barrage de Beni Haroun (BH) et le réservoir de Oued Athmania (OA).

Lacrise débuta après l'opération de transfert des eaux du barrage de BH vers le barrage réservoir d'OA. Le transfert des eaux qui était est assuré par des pipes, fûrent remplacés par des voussoirs préfabriqués au niveau du Tunnel de Djebel Akhel. Les joints entre ces voussoirs fûrent mal placésconduisant à l'infiltration des eaux pompées dans le sol à travers les différents accidents et cavité du Djebel. Seulement 60% des eaux pompées arrivaient au barrage d'OA, 40% s'infiltraient dans la terre avec des remontées d'eau observées au niveau du village d'Ain Tin [Semmane *et al.* 2012].

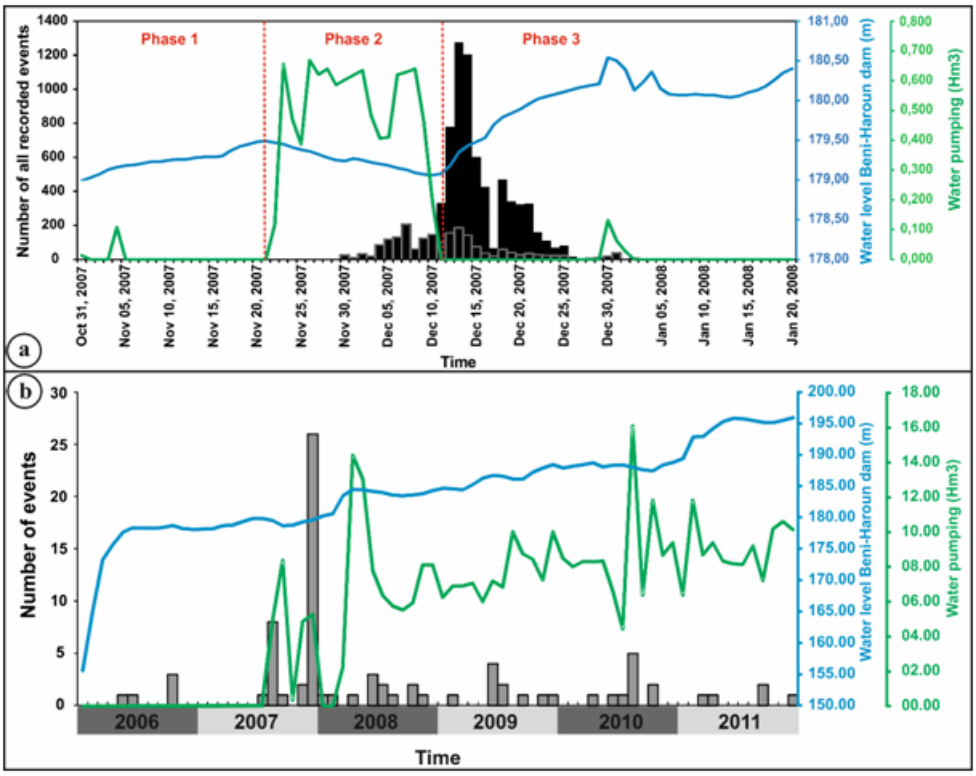


FIGURE 5.8 – (a) Nombre quotidien d'événements enregistrés en fonction du taux de remplissage de BH (ligne bleu) et le volume d'eau pompé (ligne verte). (b) Contexte à long terme (modifié d'après [Semmane *et al.* 2012])

L'analyse du taux de remplissage du barrage de BH par rapport à l'activité sismique montra trois phases : selon les changements dans le signe de la pente de la courbe de niveau d'eau (Figure 5.8a). **Phase 1** : De la fin de Octobre 2007 au 21 Novembre 2007, date à laquelle l'opération de pompage a commencé, on observe une augmentation du niveau d'eau dans le barrage. Pendant cette phase aucun microséisme n'a été observé. **Phase 2** : du 22 Novembre au 10 Décembre 2007, date à laquelle l'opération de pompage fût arrêté, le niveau

d'eau avait baissé dans le barrage et les premiers événements ont été enregistrées le 30 Novembre, c.-à-d. neuf jours après le début de l'opération de pompage. L'activité sismique continua d'augmenter jusqu'à atteindre son maximum à 13 Décembre après cela, elle diminua rapidement et disparut presque complètement le 31 Décembre (fin de **phase 3**). La corrélation de l'activité sismique avec des variations de niveau d'eau, démontra que l'activité sismique avait commencé au cours de l'opération de pompage.

De Janvier 2006 à Décembre 2011, une comparaison à long terme de l'activité sismique dans la région par rapport au taux de pompage et de remplissage du barrage a clairement démontré que l'augmentation soudaine de l'activité sismique était un événement ponctuel lié à l'opération de pompage (Figure 5.8b). Au mois d'Août un petit pic avait été observé correspondant à un essai de pompage au début Août, avant le début officiel de l'opération de pompage le 21 Novembre 2007. L'activité sismique retourna à la normale quelques mois après ces opérations de pompage, et après que le problème de la fuite dans le tunnel avait été résolu. Selon ces indices Semmane *et al.* [2012] ont considéré que cette crise a été induite par l'infiltration des eaux à l'intérieur du sol.

Pour appuyer ce résultat nous avons effectué une analyse statistique sur cette séquence. L'application de la loi d'Omori-Utsu donne des valeurs de p=0.51, c=3.30 et k=21.41 (Figure 5.9a) un p-value très bas signifie que nous sommes en présence d'une décroissance du nombre des répliques plutôt lente qui veut dire une relaxation des contraintes plus longue, la valeur de k est quant à elle est lié à la magnitude du premier choc, sa valeur moindre explique que la séquence n'est pas productive. Le modèle ETAS (Figure 5.9b) donne les valeurs p=0.71, c=0.06, k=0.10, α=0.68 et μ=1.25, les paramètres α et μ suggère d'après Hainzl et Ogata [2005], Ogata [1992] que la sismicité est de type Swarm. La loi de Gutenberg-Richter a donné une valeur de b=0.84 et a=3.76 (Figure 5.9c), des valeurs qui indique un milieu homogène et une densité de faille légère.

Enfin, la distribution des intervallles de temps séparent deux événements successifs est représenté sur la Figure 5.9d, l'analyse montre que cette distribution peut être décrit par une densité de probabilité de type loi gamma, où l'on trouve γ =0.74 (i.e., 74% de séismes indépendants). Ces valeurs sont très similaires à celles déjà observées par Bourouis et Bernard [2007] à Soultz-sous-forêts. Ceci suggère qu'au voisinage du barrage de Beni Haroun, le déclenchement des évènements n'est pas dû à l'interaction entre séismes, mais ces derniers est contrôlé par un mécanisme forçant (fluage ou circulation des fluides).

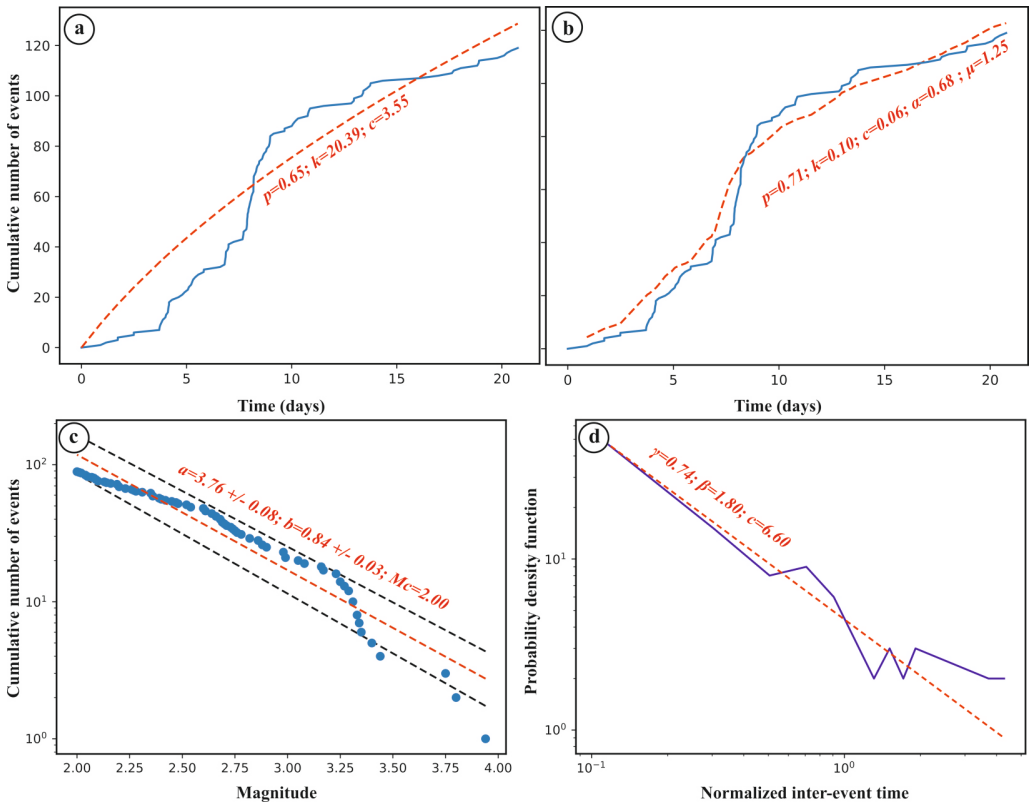


FIGURE 5.9 – (a) La courbe de décroissance de la loi Omori-Utsu pour la crise sismique de Mila 2007 et le nombre cumulé d'événements enregistrés dans le temps pendant 20 jours à compter de l'occurrence du premier évènement du 30 Novembre 2007. (b) Modèle le mieux adapté d'ETAS pour le nombre cumulé d'événements. (c) L'ajustement par la loi Gutenberg-Richter. (d) Fonctions de densité de probabilité des temps inter-événements normalisés (ligne bleue pointillée) avec l'ajustement de la distribution gamma (ligne rouge continue).

5.8.2 L'essaim sismique autour du barrage Grouz

Cette sismicité de faible magnitude ($1.1 \leq Md \leq 3.5$) fut enregistrée principalement dans la partie ouest du barrage du Grouz à Oued Athmania (W. Mila) entre 2003 et 2007. L'application de la loi d'Omori-Utsu donne des valeurs de p=1.05, c=10.0 et k=298.46 (Figure 5.10a). Selon Utsu *et al.* [1995], l'absence de petits événements au début de la séquence de répliques provoque l'instabilité de l'estimation de la formule Omori-Utsu. Les petits tremblements de terre non détectés ont un impact significatif dépendant du temps sur le bilan de sismicité observé et le fait de ne pas modéliser leur effet donne des paramètres biaisés [Helmstetter et Shaw 2006], le paramètre c peut varier de 0.01 jour à plus de 1 jour, le c calculé = 10, dépendant fortement du taux d'activité au début de la séquence [Utsu *et al.* 1995] logique vu que nous avons travaillée uniquement avec le réseau national avec un seuil de détection d'une magnitude 2 (Figure 5.10c) c.à.d. les petits séismes sont tous perdus, le

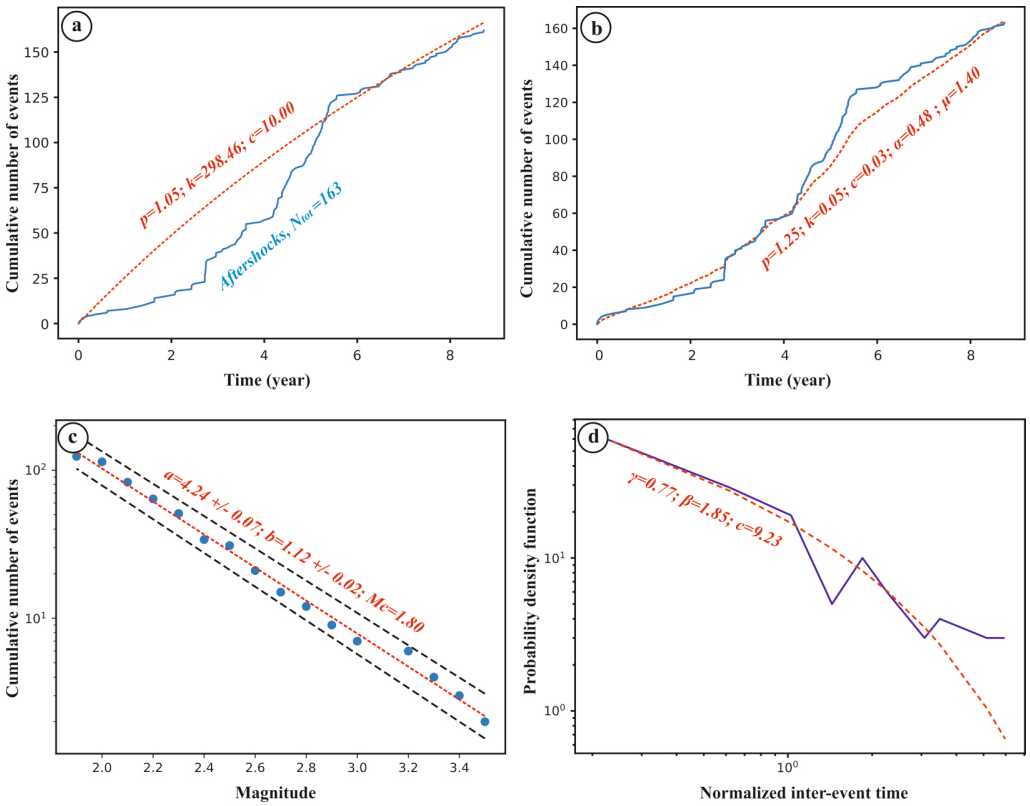


FIGURE 5.10 – L'essaim sismique autour du barrage Grouz. (a) La loi Omori-Utsu, (b) le modèle d'ETAS, (c) la loi Gutenberg-Richter et (d) la distribution gamma

fit est clairement mal ajuster ce qui donne des valeurs biaisés. Alors que le modèle ETAS donne les valeurs p=1.25, c=0.03, k=0.05, α=0.43 et μ=1.40 (Figure 5.10b).Très difficile de tirer de conclusion à cause du nombre des évènements très réduits (163 évènement) par rapport au période d'observation qui est 8 ans. L'analyse des intervalles de temps à l'aide de la loi gamma a donné les valeurs de γ=0.77, β=1.85 et C=9.23 (Figure 5.10d), également mal ajuster ce qui influence les valeurs estimées. La loi de Gutenberg-Richter a donné lesvaleurs de b=1.12 et a=4.24 (Figure 5.10c). L'explication la plus courante des valeurs élevées de b est une croûte faible, incapable de supporter des quantités importantes de déformation, et un système de contraintes hétérogène [Lay et Wallace 1995]. Les fluides peuvent réduire la contrainte normale effective et donner des valeurs b élevées, ce qui fournit des conditions favorables au déclenchement de petits séismes.

5.8.3 La séquence sismique de Béni-Ilmane 2010

L'étude de la séquence sismique de Béni-llmane a été réalisé en divisant les évènements en deux clusters selon les types de faille qui l'ont produit. Un premier cluster orienté NNE-

SSW lié à une faille décrochement senestre et un deuxième orienté E-W lié à une faille inverse. L'application de la loi de Gutenberg-Richter a donné un b value égale à 0.85 pour le cluster de type décrochant et 1.03 pour le cluster de type inverse [Abacha *et al.* 2019], (Figure 5.11a). Les résultats obtenus dans des régions différentes au monde montrent que les tremblements de terre de chevauchement, décrochement et faille normale se produisent dans les régions avec des valeurs de b faibles, intermédiaires et élevées, respectivement [Gulia et Wiemer 2010, Schorlemmer et Wiemer 2005]. Hamdache *et al.* [2017] en utilisant le même jeu de donné que nous à Beni-Ilmane, ils ont obtenu une valeur de b = 0.96 pour le cluster de type inverse et b=1.04 pour le cluster de type décrochant en bon accord avec les travaux précédents. Cela suggère que nous avions mal ajuster les données du modèle pour estimer le b-value dans Abacha *et al.* [2019]. Contrairement à l'estimation de la chute de contrainte qui a donnée 7 MPa pour la faille de type inverse et 5.8 MPa pour la faille décrochante. Selon Schorlemmer et Wiemer [2005] les failles de chevauchement ont tendance à être soumises à des contraintes plus élevées que les failles normales, la valeur b agit comme un stress-mètre qui dépend inversement de la contrainte différentielle.

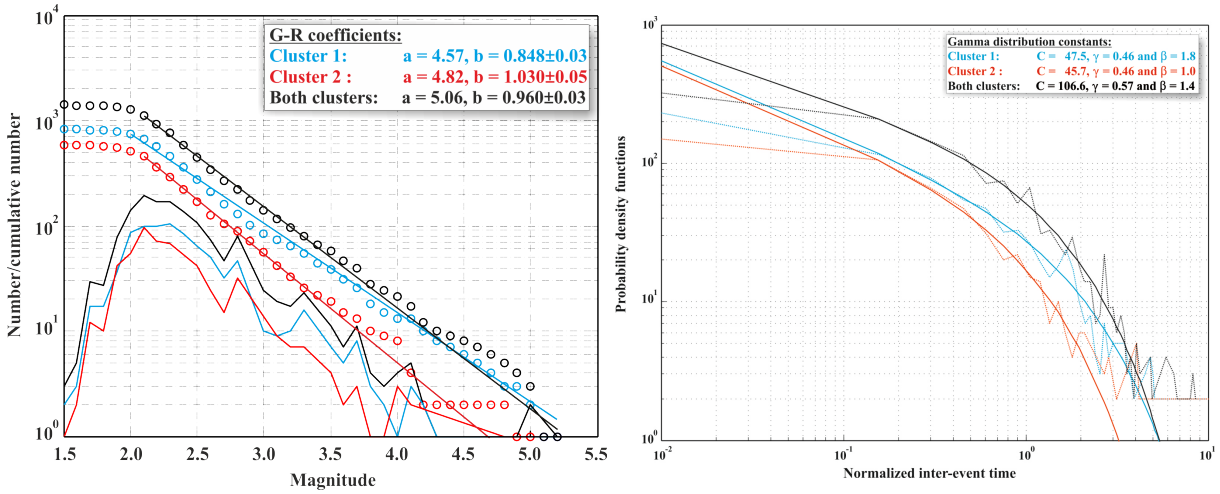


FIGURE 5.11 – (a- panneau gauche) La loi Gutenberg-Richterdu cluster 1 (bleu), du cluster 2 (rouge) et des deux (noir) pour la séquence sismique de Béni-Ilmane de la période allant du 14 mai jusqu'au 31 mai 2010. Cercles : nombre cumulé d'événements, courbes : nombre d'événements par rapport à la magnitude et lignes : relations de récurrence ajustées. (b-panneau droit) Fonctions de densité de probabilité des temps inter-événements normalisés pour le premier cluster (ligne bleue pointillée), le deuxième cluster (ligne rouge pointillée) et pour les deux (ligne noire pointillée) avec l'ajustement de la distribution gamma (lignes continues) [Abacha *et al.* 2019]

L'application de la loi de Gamma (donne une valeur $\gamma = 0.46$ pour le cluster 1 (c'est-à-dire 46% d'événements indépendants) tandis que le cluster 2 montre une valeur γ égale à 0.46 et

une valeur de 0.57 pour les deux clusters (bleu, rouge et noir respectivement dans la Figure 5.11b). Puisque γ inférieur à 0.5 les événements sont corrélés et le déclenchement est dû à l'interaction entre les événements. Cette classe indique une forte concentration de répliques dans le temps et dans l'espace (activité de répliques). La dynamique des séismes semble alors dominée par des interactions entre aspérités (voir la Figure 4.13 section 4.8.1) plutôt que par l'accumulation régulière de contraintes sur une seule aspérité.

La distribution des intervalles de temps séparant deux événements successifs est aussi effectuée pour les 1916 événements pour la période allant du 14 Mai 2010 jusqu' à 15 Juin 2010. Nous avons considérés tous les événements comme un ensemble, et chaque ségment indépendament. La distribution des intervalles de temps séparant deux événements successifs est représenté sur la Figure 5.12 (courbe rouge tous les évènements, courbe noir cluster1, courbe vert cluster2). Cette analyse montre que la distribution des intervalles de temps successifs peut être décrite par une densité de probabilité de type loi Gamma, où l'on trouve γ = 0.47. Ces valeurs sont très similaires à celles déjà observées (Figure 5.11) sur les 1407 événements pour la période allant du 14 au 31 Mai 2010.

Pour la loi Omori-Utsu, nous avons calculé un p=0.99 pour le cluster de type inverse (cluster 2, Figure 5.13a) et un p=0.99 pour une faille de type décrochant (cluster 1, Figure 5.13b), bien que l'ajustement est clairement médiocre, particulièrement les 20 premiers jours de l'activité du cluster 1 et la totalité des 30 jours de l'activité du cluster 2. Une première indication que la valeur p est d'origine tectonique. Les valeurs k (k_{C2}=783.63 et k_{C1}=804.16 montrent que les évènements de type décrochant ont un taux de productivité des répliques plus élevé. Une étude récente Miller [2020] a trouvé un résultat important qui explique que la rareté des répliques reflétant l'absence de sources de fluide à haute pression en profondeur, tandis que les séquences de répliques riches et durables reflètent les réservoirs de fluide à haute pression qui alimentent les séquences de répliques. L'ajustement pour l'ensemble des clusters est meilleur, il donne un p=0.99. Les valeurs de p à travers plusieurs études dans le monde sont distribuées de 0.6 à 2.5 avec une valeur médiane d'environ 1.1 [Utsu *et al.* 1995].

5.8.4 La séquence sismique de Béjaia-Babors 2012-2013

Pour cette séquence, nous avons divisé les évènements sismiques en quatre clusters (sous-séquences) selon leurs évolutions spatio-temporelles qui montrent une migration de la sismicité du N-O vers le S-E en temps et en espace à partir du cluster 1 (C1) jusqu'au cluster 4 (C4) [Boulahia *et al.* 2021]. Ensuite, dans notre analyse temporelle, la méthode du maximum de vraisemblance a été appliquée pour estimer la valeur de p de la loi d'Omori-Utsu (Figures

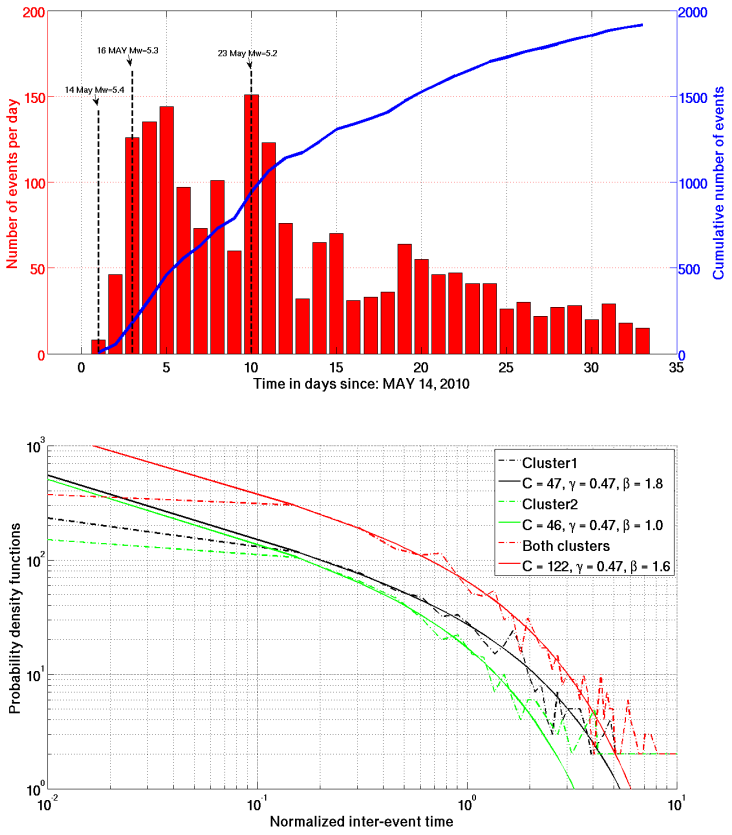


FIGURE 5.12 – (panneau du haut) Nombre d'événements par jour et nombre des événements cumulés en fonction de temps, les trois lignes représentent les chocs principaux. (panneau du bas) Fonctions de densité de probabilité des temps inter-événements normalisé avec l'ajustement de la distribution gamma (lignes continues), effectuée sur les 1916 événements pour la période allant du 14 Mai 2010 jusqu' à 15 Juin 2010.

5.14a, b et c). Pour ajuster la décroissance de l'activité sismique après le premier pic (C1), un exposant p = 0.85 est nécessaire (Figures 5.14a), pour le deuxième pic (C2), un exposant p = 1.11 est nécessaire (Figures 5.14b), et après les deux derniers pics d'activité (C3 et C4), un exposant p = 0,85 est nécessaire pour décrire les données (Figures 5.14c). Les exposants se situent dans la plage normale des différentes valeurs en litérature. Une valeur p médiane de 1.1 a été rapportée pour les séquences de répliques dans diverses régions du monde, avec un interval de 0.6 à 2.5 [Utsu *et al.* 1995]. Ce paramètre diffère d'une séquence à un autre en fonction de la situation tectonique dans la zone considérée, la valeur p plus élevée induit une décroissance plus rapide de l'activité de réplique. Cependant, la valeur p approchant une valeur de 1.0 indique que le séisme s'est produit dans une région tectoniquement active avec une quantité de dissipation des contraintes. La valeur du paramètre c peut aller de 0.01 jour à plus de 1 jour, et c'est un paramètre biaisé [Utsu *et al.* 1995] dépendant du taux

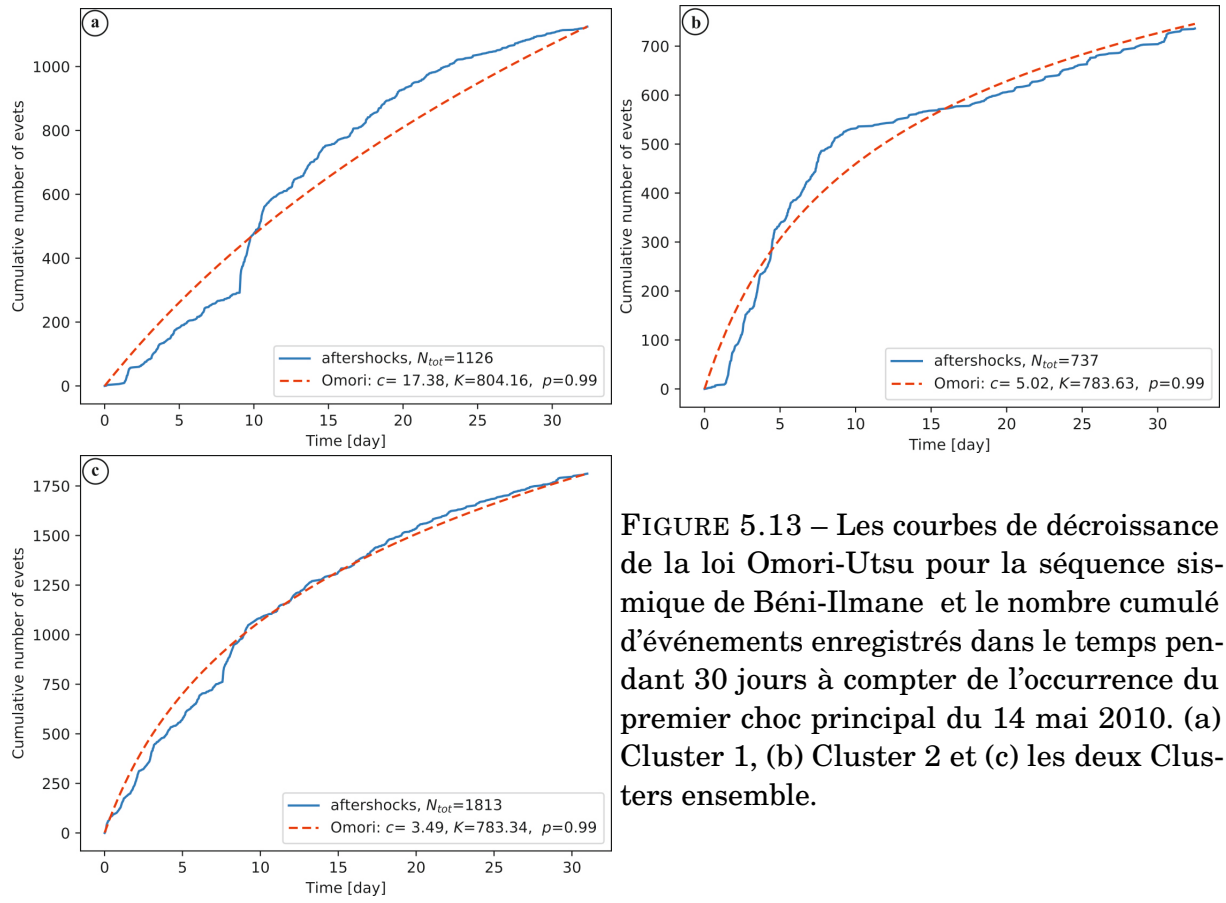


FIGURE 5.13 – Les courbes de décroissance de la loi Omori-Utsu pour la séquence sismique de Béni-Ilmane et le nombre cumulé d'événements enregistrés dans le temps pendant 30 jours à compter de l'occurrence du premier choc principal du 14 mai 2010. (a) Cluster 1, (b) Cluster 2 et (c) les deux Clusters ensemble.

d'activité dans la partie initiale de la séquence, et dans la plupart des cas, il est liée aux changements du niveau de détection du réseau sismique opérationnel. Pour le premier cluster (C1), c est surestimé à cause des données manquantes après le premier choc principal avant l'instalation du réseau postable et même ceux enfouis dans le coda des chocs importants.

5.8.5 La séquence sismique d'El Aouana 2020

La séquence sismique d'El Aouana a eu un choc principal le 24 Janvier 2020 (M_w 5.0) et une grande réplique le 21 février 2020 (M_w 4.4) (Figure 5.15a).

Sur les Figures 5.15a, b et c, les deux modèles Omori-Ustu et ETAS ont été ajustés aux données pour une période allant du jour 24 janvier 2021 (jour du choc principal) à $T_d = 68$ jours. On peut remarquer que les ajustements des modèles pour cette période présentent des ajustements médiocres. Ceci est la conséquence d'un nombre réduit de répliques sur lesquelles les taux de sismicité sont estimés, pour cette séquence la station la plus proche de la secousse principale est à 30 km, ce qui entraîne l'absence de nombreuses petites répliques

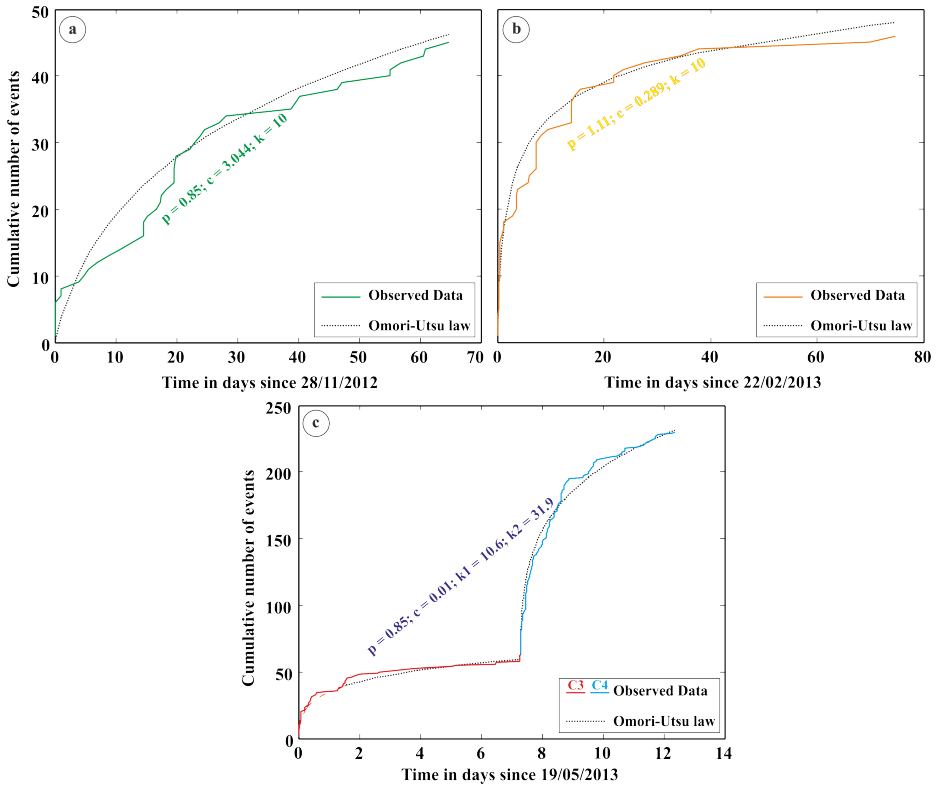


FIGURE 5.14 – La courbe de décroissance de la loi Omori-Utsu pour les quatre séquences sismiques et le nombre cumulé d'événements enregistrés avec le temps au cours de chaque séquence. (a) Le premier cluster (C1) de 70 jours à compter de la survenance du choc principal du 28 novembre 2012. (b) Le deuxième cluster (C2) de 80 jours à compter de la survenance du choc principal du 22 février 2013. (c) Les troisième et quatrième clusters (C3 et C4) de 14 jours à compter de la survenance du choc principal du 19 mai 2013 [Boulahia *et al.* 2021].

jusqu'à l'installation de stations mobiles. Les prévisions ont systématiquement sous-estimé certaines séquences, par exemple la période suivant la plus grande réplique du 21 février 2021 (M_w = 4.4). Dans le même temps, le nombre total cumulé d'événements correspondait bien à la fin de toute la période. Cela s'explique par les critères de vraisemblance qui pénalisent les non-concordances. Pendant 40 jours après la plus grande réplique, ETAS montre une augmentation significative du taux de sismicité par rapport à la loi Omori-Utsu extrapolée, cette observation suggère que cette région a connu un épisode de déclenchement après la réplique M_w = 4.4. Selon l'hypothèse de Utsu *et al.* [1995], l'absence de petits événements au début de la séquence de répliques provoque l'instabilité de l'estimation de la formule d'Omori-Utsu. Les petits tremblements de terre non détectés ont un impact significatif en fonction du temps sur le bilan de sismicité observé et le fait de ne pas modéliser leur effet entraîne des paramètres biaisés Helmstetter et Shaw [2006]. Le α calculé = 0,85 indique un type d'essaim, comme mentionné dans Ogata [1998], un petit α implique que la sismicité

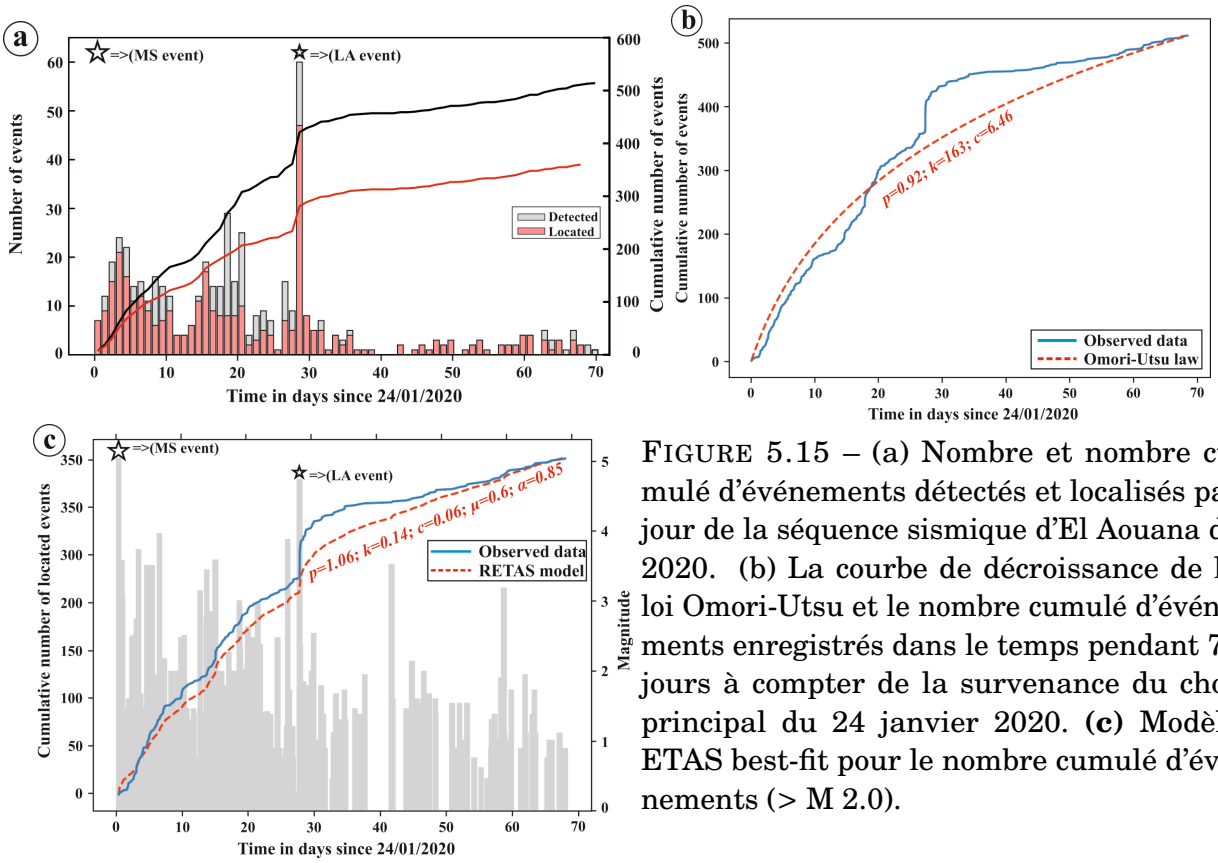


FIGURE 5.15 – (a) Nombre et nombre cumulé d'événements détectés et localisés par jour de la séquence sismique d'El Aouana de 2020. (b) La courbe de décroissance de la loi Omori-Utsu et le nombre cumulé d'événements enregistrés dans le temps pendant 70 jours à compter de la survenance du choc principal du 24 janvier 2020. **(c)** Modèle ETAS best-fit pour le nombre cumulé d'événements (> M 2.0).

ressemble plus à un essaim tandis qu'un grand α implique des séquences de chocs principaux et de répliques. La valeur élevée de α dans cette analyse est plus raisonnable puisque cette séquence est clairement une séquence de répliques. Les paramètres estimés varient considérablement lorsque le seuil de magnitude change [Zhuang *et al.* 2017]. Nous employons une magnitude de complétude ($M_c = 2$), lorsque le seuil de magnitude est beaucoup plus bas que le niveau de complétude, les estimations donnent une valeur α plus faible, ce qui implique que l'influence de l'absence à court terme de répliques sur les estimations des paramètres ETAS ne doit pas être ignorée. Lorsque des répliques manquent à court terme, la détection du point de changement dans la sismicité devient compliquée. Le paramètre μ désigne le taux de forçage et a été utilisé comme indicateur de l'activité due aux fluides [Hainzl et Ogata 2005], le modèle ETAS ajusté donne un faible taux de forçage $\mu = 0.6$ événements par jour conduisant à un total d'environ 40 tremblements de terre sur toute la période de la séquence de 68 jours, ce qui signifie que seulement 14% de tous les tremblements de terre sont déclenchés de l'extérieur. La grande majorité est une activité autodéclenchée. Les 14 % restants peuvent être contrôlé par un mécanisme forçant entraînées par pression de fluide. Le paramètre c peut varier de 0.01 jour à plus de 1 jour, le c calculé = 0.06, dépendant

fortement du taux d'activité au début de la séquence [Utsu *et al.* 1995]. Zhuang *et al.* [2017] ont reconstitué des données pour les catalogues déficients, ce qui a donné des valeurs c et p dans les décroissances temporelles de type Omori presque constantes, mais pas pour l'ensemble de données original. Cela indique que l'absence de petits événements au début de la séquence de répliques provoque l'instabilité de l'estimation de la formule d'Omori-Utsu, comme l'ont souligné Utsu *et al.* [1995].

5.9 La distribution du temps inter-événement

Une approche alternative à la mécanique du tremblement de terre est de supposer que la croûte est un système complexe auto-organisé qui peut être traité par des techniques statistiques [e.g. Lee 2013]. La distribution temporelle d'un processus sismique, ainsi que la distribution spatiale sont des caractéristiques générales nécessaires à son analyse et à la prévision des événements sismiques forts. Pour une zone spatiale fixe, l'analyse statistique de la distribution du temps écoulé entre des tremblements de terre successifs, dénommés temps inter-événements (TIE), permet d'obtenir des informations supplémentaires sur les régularités du processus sismique et de l'utiliser aux développement de stratégies de prévision les propriétés des plus fortes répliques dans le temps, principalement parce que ces données permettent d'évaluer la probabilité statistique du temps écoulé entre le tremblement de terre précédent et le suivant. Elle est un moyen également d'améliorer les liens spatio-temporels des paramètres de la physique sous-jacente des différentes séquences sismiques.

Dans de nombreux articles, la question de la distribution des TIE est examinée. Une variété de distributions de type exponentiel a été vérifiée pour leur applicabilité, comme Weibull [Allin Cornell et Winterstein 1988], Gamma [Corral 2003] ou Exponentielle [Altmann et Kantz 2005] et la distribution Log-Normale est associée à de bons résultats dans certains cas [Nishenko et Buland 1987]. La distribution la plus populaire pour les TIE est la distribution exponentielle. Elle correspond à un processus de Poisson stationnaire, mais dans la plupart des cas, l'approximation des données expérimentales à une distribution exponentielle n'est pas suffisamment bonne. En même temps, certains chercheurs ont montré que pour certains ensembles de données, il est possible d'obtenir un bon ajustement en appliquant la distribution Log-Normale, Gamma ou Weibull [e.g. Allin Cornell et Winterstein 1988, Altmann et Kantz 2005, Corral 2003, Mesimeri *et al.* 2019, Nishenko et Buland 1987], qui ont une forme similaire. Il a été déterminé que les points expérimentaux pour toutes les régions sont plus proches de la courbe qui correspond à la famille de distributions Weibull et plus proches de la courbe de la famille de distributions Gamma.

Un avantage de la distribution de Weibull par rapport à l'Exponentielle est qu'un paramètre d'atténuation supplémentaire, responsable des effets secondaires ou du clustering ; cela permet de prendre en compte la nature non stationnaire des processus sismiques [e.g. Lee 2013]. Certains modèles génèrent la distribution de Weibull ; par exemple, Mukhamedov [e.g. Lee 2013] soutient que les processus de relaxation dans un milieu rocheux (la croûte terrestre) obéissent à la distribution de Weibull. Le modèle de Benioff-Shimazaki, qui décrit la chute de contrainte [Lomnitz 1994], la génère également. Un argument supplémentaire en faveur de la distribution de Weibull est son application réussie dans la théorie de la fiabilité.

De grands efforts ont été déployés pour étudier la distribution des paramètres temporelle de la sismicité, notamment en ce qui concerne le TIE entre des séismes consécutifs. Nous avons ajusté les données avec quatre distributions statistiques les plus populaires pour les TIE (Exponentielle, Weibull, Lognormale et Gamma) pour quelque séquence sismique qui présente une sismicité intense dans le Nord-Est Algérienne. Dans chaque cas, « the Probability Density Function » (pdf) ainsi que le critère d'information d'Akaike [1998] (L'équation (5.17)) ont été estimées pour justifier les résultats statistiques.

Les estimations sur les approximations des distributions TIE sont résumées numériquement dans le Tableau 5.1, où sont données les estimations des paramètres de distribution dans chaque cas, ainsi que les valeurs AIC. Une vue descriptive des distributions empiriques comparées aux distributions ajustées est donnée schématiquement dans les sous-tracés de la Figure 5.16 pour les groupes de séismes examinés.

En ce qui concerne la distribution du TIE, nous recherchons la distribution statistique la mieux adaptée. Pour les groupes de séismes examinés dans la partie Nord-Est Algérienne, nous constatons que dans tous les cas, la distribution exponentielle est rejetée, ce qui montre que les séismes ne sont pas des événements indépendants. La distribution Weibull s'ajuste le mieux dans tous les cas, montrant qu'un mécanisme de déclenchement des tremblements de terre est plus susceptible d'être responsable de l'évolution de l'activité. Le mécanisme sous-jacent au déclenchement des séquences sismiques dans le Nord-Est Algérienne devrait prendre en compte à la fois l'existence de fluides qui initient la sismicité, ainsi que le déclenchement entre les événements ultérieurs dans chaque zone.

Le point central de notre étude est l'exploitation de méthodologies permettant de révéler les propriétés de la sismicité récente dans des environnements sismotectoniques bien définis, considérés comme indépendants du point de vue de l'interaction à court et à long terme, de toute zone adjacente. L'étude met l'accent sur la distribution des TIE pour des séismes de magnitudes petites à modérées. Des données précises et complètes pour la période d'étude ont été construites pour révéler les paramètres du modèle de sismicité pour chaque zone. Les

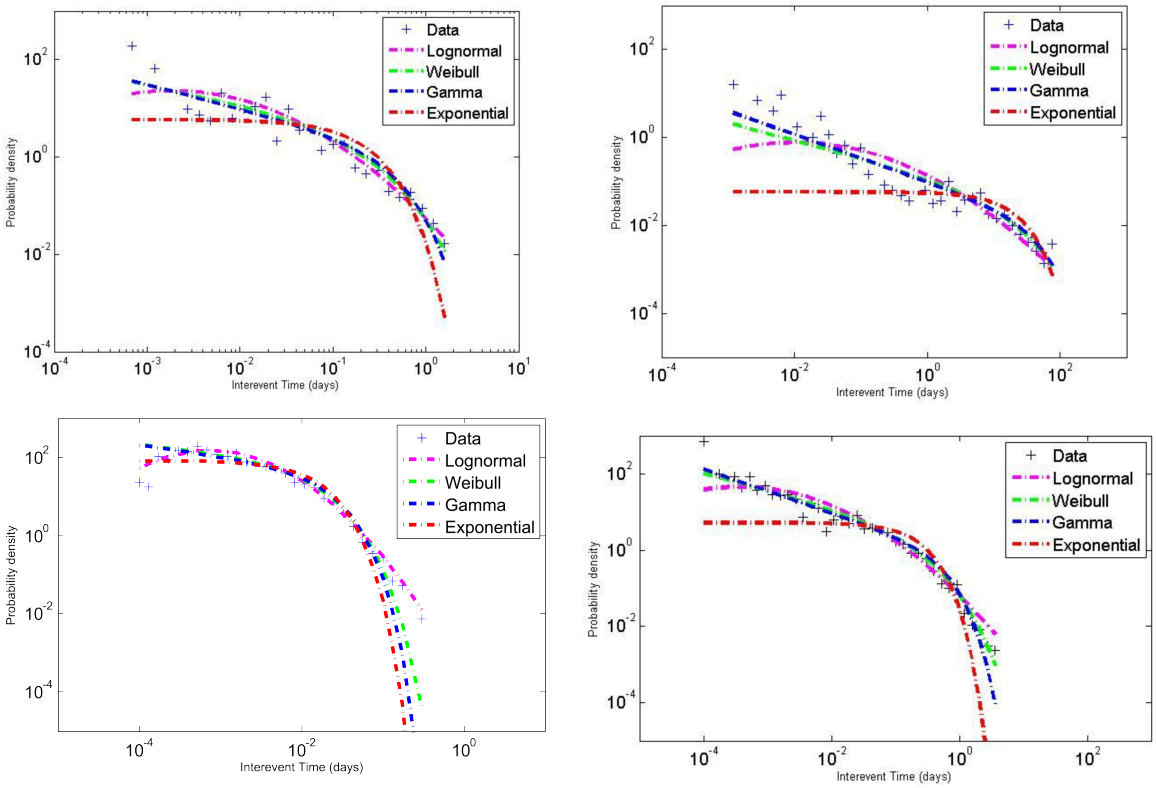


FIGURE 5.16 – Exemples des lois de distribution statistique pour les séquences sismiques de : Mila (panneau haut gauche), de Grouz (panneau haut droit), de Béni-Ilmane (panneau bas gauche) et de El Aouana (panneau bas droit).

outils choisis concernent des méthodologies qu'ils ont été appliqués dans des régions avec des séismes de magnitude faible à modéré tels que en Grèce où la distribution de Weibull est également préférable [Gkarlaouni *et al.* 2015, Kourouklas *et al.* 2014, Mesimeri *et al.* 2019].

Séquence	Weibull	AIC	Gamma	AIC	Exponentiel	AIC	LogNormal	AIC
Milla 2007	α=0.11	-995.1	α=0.50	-914.2	α=0.16	-150.1	μ=3.02	-238.881
	β=0.62		β=0.33				σ=1.80	
Grouz 2003-2007	α=12.34	853.2	α=0.46	621.2	α=17.36	1503.1	μ=1.46	1236.10
	β=0.58		β=37.55				σ=2.45	
Beni-Illmane 2010	α=0.01	–13953.5	α=0.70	-102354.5	α=0.01	-1250.2	μ=5.27	-9863
	β=0.76		β=0.01				σ=1.38	
Béjaia-Babors 2012-2013 C1	α=1.16	-351.2	α=0.97	-170.2	α=1.76	-12.4	μ=0.97	-140.98
	β=0.55		β=2.61				σ=2.60	
Béjaia-Babors 2012-2013 C2	α=0.40	-125.6	α=0.37	-100.9	α=1.63	-54.1	μ=2.28	-17.46
	β=0.38		β=0.14				σ=2.79	
Béjaia-Babors 2012-2013 C3-C4	α=0.02	-1531.2	α=0.25	-1654.2	α=1.63	-702.3	μ=4.71	-1201.8
	β=0.52		β=6.40				σ=1.96	
Béjaia-Babors 2012-2013 C3	α=0.05	-542.3	α=0.38	-543.1	α=0.11	-10.2	μ=3.92	–198.25
	β=0.52		β=0.29				σ=2.09	
Béjaia-Babors 2012-2013 C4	α=0.01	-1354.2	α=0.44	-1103.1	α=0.02	-817.3	μ=4.99	-1022.10
	β=0.57		β=0.06				σ=1.82	
El Aouana 2020	α=0.12	-1215	α=0.43	-854.5	α=0.19	-253.2	μ=3.14	-682.98
	β=0.57		β=0.44				σ=2.17	

TABLEAU 5.1 – Application des différentes lois de distribution probabilistes sur les séquences sismiques de la partie Nord-Est Algerienne avec les paramètres trouvés pour chaque loi ainsi que la qualité du fit corréspendante

5.10 Conclusion

L'activité sismique régnant dans la partie Nord-Est Algérienne présente la complexité de différencier entre la sismicité de type swarm (sans choc principale) et choc principale-réplique. Cependant, l'application des lois statistiques traités dans ce chapitre nous ont procuré l'outil nécessaire à la compréhension des différents types de sismicité. En effet, les paramètres extraits à l'aide des lois de Gutenberg-Richter, Omori, Gamma et ETAS présentent des caractéristiques similaires aux études réalisés dans des régions différentes à l'échelle mondiale ce qui permet par exemple de distinguer l'activité de la séquence de type essaim de Milla 2007 et Grouz 2003-2007, la cause induite de leurs activité sismique par les réservoirs due à la mise en eau des barrages et des infiltrations n'est pas exclue à cause de la proximité des barrages de Béni-Haroun, Oued Athmania et Grouz. Bien qu'ils n'ont pas été analysé profondément, contrairement au cas de la séquence de Bejaia-Babors où la migration des évènements dans le temps et l'espace est nettement constatée, le calcule de la diffusivité et de la vitesse de propagation des évènements dans le Chapitre 8 ont confirmé l'implication des fluides dans le déclanchement de la sismicité sur des failles chargées tectoniquement au préalable.

Les différents paramètres estimés varient d'une région à une autre suivant le contexte tectonique et l'implication des mécanismes de forçage tel que les fluides, La variabilité des paramètres trouvés à l'aide des lois statistique d'une région à une autre a une influence très importante sur l'évaluation des risques sismiques [Wiemer et Katsumata 1999]. Cette dernière doit être pris considération en plus de l'évolution temporelle de ces paramètres afin d'élaboré une modèle d'aléa sismique robuste. De plus, les paramètres p et b de la loi d'Omori-Utsu et Gutenberg-Richter respectivement sont utilisé pour le calcul de la probabilité d'occurrence d'un grand aftershock.

Chapitre 6

Étude des paramètres de la source sismique en exploitant des séquences sismiques de la période 2010-2021

6.1 Résumé

Ce chapitre contient la description des procédures et des étapes adoptées pour le traitement et l'analyse des données sismiques pour l'estimation des paramètres de la source sismique. Les différentes procédures appliquées par ordre sont : la déconvolution de la réponse des instruments ; le fenêtrage sur des durées considérées pour les ondes P et S et le calcul de son spectre de Fourier ; les corrections à appliquer pour supprimer l'effet de trajectoire (atténuation géométrique et atténuation anélastique) et l'effet de site. Des programmes en langage MATLAB ont été développés pour mettre en œuvre les différentes étapes du traitement des données afin de permettre l'estimation des paramètres spectraux.

Pour valider la méthodologie, nous avons choisi de l'appliquer sur les données obtenus lors des évènements faibles et modérés qui se sont produits lors de la séquence de Beni-Ilmane de Mai 2010. L'étude a été réalisée avec les objectifs suivants : étudier les attributs des paramètres de source des séismes locaux ; et développer des lois d'échelle. Le travail a été valorisé par une publication dans la revue scientifique « *Journal of Seismology* » par Abacha *et al.* [2019].

Cette méthodologie d'analyse des paramètres de la source a été ensuite appliqué à d'autres évènements qui se sont produits dans différentes régions du pays tels que : la séquence de 2017 généré par la faille de Mcid Aïcha-Debbagh [Bendjama *et al.* 2021] , la

séquence de 2012-2013 généré par la faille Béjaia-Babors [Boulahia *et al.* 2021], la séquence de 2007 généré dans le bassin de Médéa [Dabouz *et al.* 2021], la séquence de 2019 généré par la faille offshore de Jijel [Yelles-Chaouche *et al.* 2021], la séquence de 2020 généré par la faille d'El Aouana (en préparation).

Notre travail s'est enfin poursuivi dans le Chapitre 7 par l'obtention de résultats préliminaires d'une perspective très prometteuse, consistant à éliminer l'impact de l'atténuation géométrique où anélastique et des effets de site dans le calcul des paramètres de la source. Nous avons mis en œuvre une nouvelle méthode, l'EGF *"Empirical Green Function"* qui permet de s'affranchir des valeurs d'atténuations *a-priori* et des effets de site. Nous avons appliquer cette méthode sur les données de la séquence de 2020 généré par la faille Nord–Constantinoise dans la région de Mila.

6.2 Introduction

La caractérisation des paramètres de la source des séismes faibles à modérés est une étape importante dans la compréhension des mécanismes généraux de nucléation et propagation des séismes, car elle met en lumière les processus physiques relatifs aux failles à différentes échelles d'espace et du temps. Différents modèles de source cinématiques et dynamiques, construits sur des ruptures circulaires, ont été proposés pour déduire les paramètres de source des petits séismes à modérés à partir des observations. Ces modèles sont dérivés de différentes hypothèses initiales, telles que l'impulsion de contraintes appliquées instantanément sur la faille [Brune 1970], une rupture évoluant à vitesse constante [Sato et Hiraswa 1973] ou une rupture se propageant spontanément sous des conditions de contraintes prédéfinies [Madariaga 1976]. Tous ces modèles fournissent cependant une description du spectre de déplacement en champ lointain cohérente avec les observations. Dans ces modèles, le spectre d'amplitude du déplacement est presque constant aux basses fréquences et proportionnel au moment sismique et décroît comme f^{-2} à hautes fréquences. La fréquence de coupure de ce spectre est liée au rayon de la source et peut être reliée à la chute de contrainte moyenne en utilisant la solution statique d'Eshelby [1957] et de Borok [1959].

Les paramètres des sources sismiques fournissent d'importantes d'informations sur leurs propriétés, et ont un grand nombre d'applications en sismologie et en génie parasismique. Certaines de ces applications majeures comprennent : l'étude de la variation spatiale et

temporelle de la contrainte tectonique à partir des chutes de contrainte des séismes ; le développement des lois d'échelle ; la compréhension des processus de rupture des tremblements de terre.

Habituellement, les sources des séismes faibles à modérés sont inaccessibles à l'observation directe et notre compréhension des propriétés de ces sources est principalement basée sur les enregistrements des ondes sismiques. À la source, le champ d'ondes rayonné est modifié par l'atténuation géométrique, l'atténuation anélastique, la diffusion, les effets de site et la réponse instrumentale. En sismologie, l'un des problèmes clés est de savoir comment isoler les différentes parties qui forment un signal sismique afin de caractériser la première d'entre elles, la source, qui est l'origine de la création du séisme. En d'autre terme, obtenir les paramètres qui définissent un événement, c'est-à-dire l'énergie (E_s), le moment sismique (M_0), la dimension de la source et la chute de contrainte ($\Delta\sigma$). Néanmoins, la distinction de ces paramètres est encore plus difficile dans l'étude des petits séismes dès lors que les fréquences les plus élevées qui définissent une petite source sont les plus affectées par l'atténuation et les effets de site près de la surface [Abercrombie 1995].

Pour l'Est de l'Algérie, aucune étude sur les paramètres de la source utilisant des données de séismes locaux ni télé-sismique n'a été réalisée. En général en Algérie, très peu d'études ont été réalisée soit par Semmane *et al.* [2015] utilisant les données des ondes P du séisme Mw =4.1 de Bordj-Menail, soit par Beldjoudi [2017] modélisant les formes d'ondes afin de déterminer le moment sismique et la magnitude de moment de certains séismes modérés.

La sélection d'une région d'étude pour mettre en œuvre la méthode a été guidée pour notre part par la disponibilité des données de bonne qualité, le cadre tectonique et l'absence d'études sur ce champ important. Notre choix s'est donc porté sur la crise sismique qui a touché la région de Beni Ilmane (W Msila) en 2010. En effet, et pendant une période de plusieurs mois à partir du 14 mai 2010, une séquence sismique modérée mais intense avec une secousse principale de $M_d = 5.2$ ($I_0 = VII$; Yelles-Chaouche *et al.* [2014]) a affecté cette région de Beni-Ilmane situé au centre-nord de l'Algérie, exactement dans la zone de transition entre les montagnes des Bibans et du Hodna (voir Figure 2.2 section 2.3). Cette séquence a été marquée par l'occurrence de trois chocs modérés successifs de $5.0 \leqslant M_d \leqslant 5.2$ sur au moins deux failles, qui ont produit un nombre important de répliques concentrées dans une fenêtre de 18 jours.

Dans Abacha *et al.* [2019], nous avons donc utilisé un ensemble de données de 18 événements les plus importants ($M_d \geqslant 4$) de cette séquence sismique pour estimer les paramètres de la source sismique. Des lois d'échelle reliant le moment sismique M_0 à d'autres paramètres de source ont été développées pour la région de Beni-Ilmane. Les résultats ont été

enfin utilisés pour estimer les paramètres de la source du tremblement de terre $M_s = 5.0$ de Melouza en 1960 [Benouar 1994], qui s'est produit dans la même région. Le code ayant été validé plusieurs autres applications furent développées.

6.3 Méthodologie utilisée pour le calcul des paramètres de la source sismique

Pour déterminer les paramètres de la source à partir des spectres d'ondes P et S, la méthodologie utilisée est couramment décrite dans plusieurs travaux antérieurs, notamment des discussions détaillées [e.g. Fletcher 1980, Garcia-Garcia *et al.* 2004; 1996, Hanks et Wyss 1972]. Dans le présent travail, nous estimons les paramètres des sources sismiques sur la base d'un modèle de source sismique circulaire [Brune 1970]. Comme il a été mentionné dans la Figure 1.14 section 1.5.1, le spectre de déplacement est composé d'un plateau dans les basses fréquences, et d'une partie décroissante dans les hautes fréquences en f^{-2}. Soit $u(t)$, $v(t)$, et $a(t)$ les fonctions temporelles du déplacement, de la vitesse et de l'accélération respectivement. Leurs transformées de Fourier sont, respectivement, $U(f)$, $V(f)$ et $A(f)$ (les équations (6.1) et (6.2) et la Figure 6.1). Selon le modèle de source en f^{-2} (ou ω^{-2}), les approximations des trois fonctions dépendant de la fréquence sont :

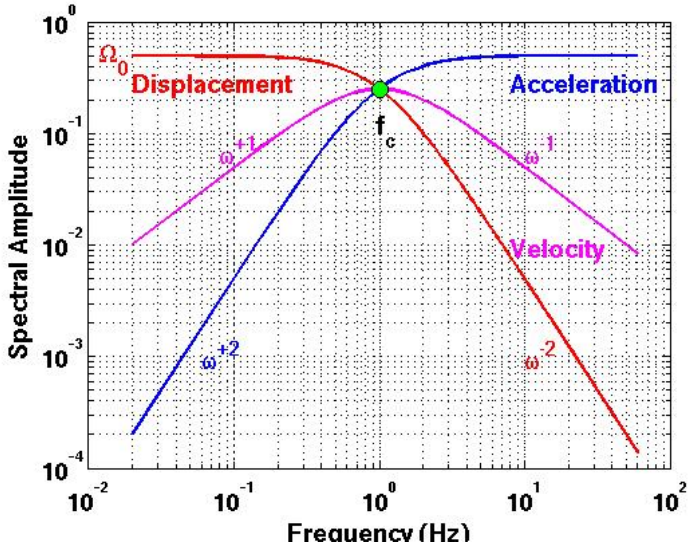


FIGURE 6.1 – Schéma illustrant des spectres en déplacement, vitesse et accélération théorique. Ω_0 est la valeur limite de l'amplitude du spectre en déplacement, quand la fréquence tend vers zéro, et f_c est la fréquence de coin ($\Omega_0 = 0.5$, $f_c = 1$).

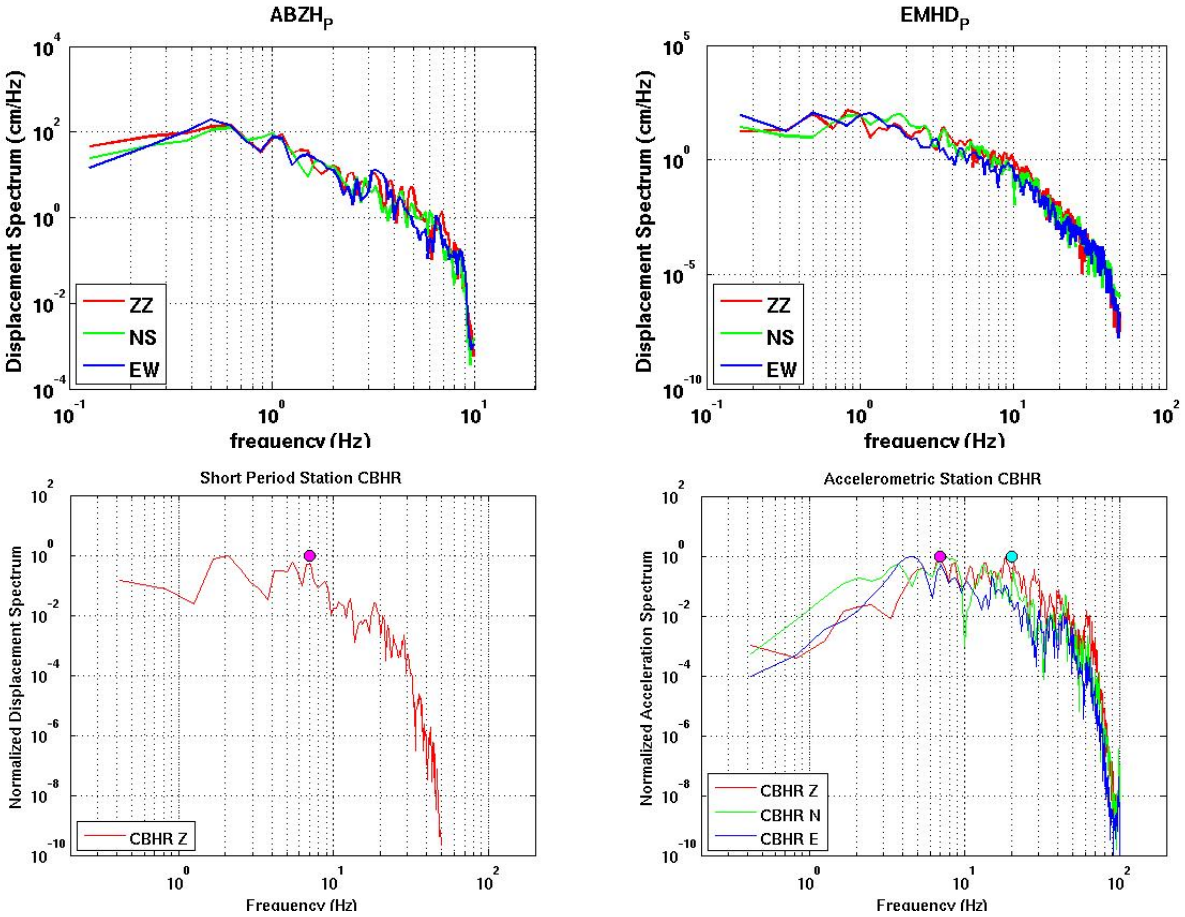


FIGURE 6.2 – Des exemples de spectres : (en haut) Spectres en déplacement du choc principal de la séquence sismique de Beni-Ilmane le 14 mai 2010 à 12h29m enregistré par la station ABZH (à gauche) et EMHD (à droite) sur les trois composantes. (en bas à gauche) Spectre en déplacement du séisme enregistré le 01 Aout 2020 à 12h38m par la composante verticale de la station courte période CBHR de la séquence sismique de Mila 2020. (en bas à droite) Spectres d'accélération enregistré par les trois composantes de l'accéléromètre CBHR.

$$U(f) = \frac{\Omega_0}{1 + (\frac{f}{f_c})^2}, \tag{6.1}$$

$$V(f) = 2\pi f U(f), \quad \text{et} \quad A(f) = (2\pi f)^2 U(f), \tag{6.2}$$

Les trois expressions ci-dessus (6.1) et (6.2) conduisent aux approximations suivantes :

$$U(f) \approx f^0, \quad V(f) \approx f^1, \quad A(f) \approx f^2, \quad \text{lorsque :} \quad f \ll f_c \tag{6.3}$$

$$U(f) \approx f^{-2}, \quad V(f) \approx f^{-1}, \quad A(f) \approx f^0, \quad \text{lorsque :} \quad f \gg f_c \tag{6.4}$$

Par conséquent, ces équations peuvent être approximées individuellement à partir de l'ajustement d'un ensemble de deux fonctions linéaires par morceaux, comme il est illustré dans Figure 6.1. Plus des deux paramètres spectraux ci-dessus de Ω_0 et f_c, qui sont estimés à partir du spectre de déplacement, le troisième paramètre important est f_{max} estimé à partir du spectre d'accélération (Figure 6.2).

Les spectres d'amplitude en déplacement d'une onde P ou S à la fréquence f peuvent être décrits par la relation :

$$U_d(f) = \frac{G(\Delta,h)D(f)M_0\mathscr{F}R_{(\theta,\Phi)}}{4\pi\rho V^3\left(1+\frac{f^2}{f_c^2}\right)}, \tag{6.5}$$

Où Δ est la distance épicentrale ; h est la profondeur hypocentrale ; $G(\Delta,h)$ est le terme d'expansion géométrique ; f est la fréquence ; f_c est la fréquence de coin ; ρ est la densité ; V est la vitesse de phase (P ou S) près de la source ; M_0 est le moment sismique ; $\mathscr{F}$ et $R_{(\theta,\Phi)}$ est les facteurs à corriger pour l'effet de surface libre et le diagramme de rayonnement, respectivement.

La fonction de diminution $D(f)$ dans la relation (6.5) est représentative du chemin d'atténuation, s'écrite sous la forme :

$$D(f) = P(f)\exp\left(\frac{-\pi f t}{Q}\right) \tag{6.6}$$

L'atténuation des ondes sismiques exprime la perte d'énergie de celles-ci lors de leur propagation de la source jusqu'à la station, due à l'inélasticité du milieu traversé, à la diffraction des ondes et à l'expansion géométrique du front d'onde. L'inélasticité est causée par des dislocations à petite échelle dans les cristaux, par la friction interne ou encore par le mouvement de fluides interstitiels, alors que la diffraction induit une redistribution de l'énergie des ondes par des réflexions et réfractions sur les hétérogénéités du milieu [Lay et Wallace 1995]. Cette non-élasticité (anélasticité ou atténuation intrinsèque) se traduit par la conversion d'une partie de l'énergie sismique en chaleur [Anderson et Hart 1978].

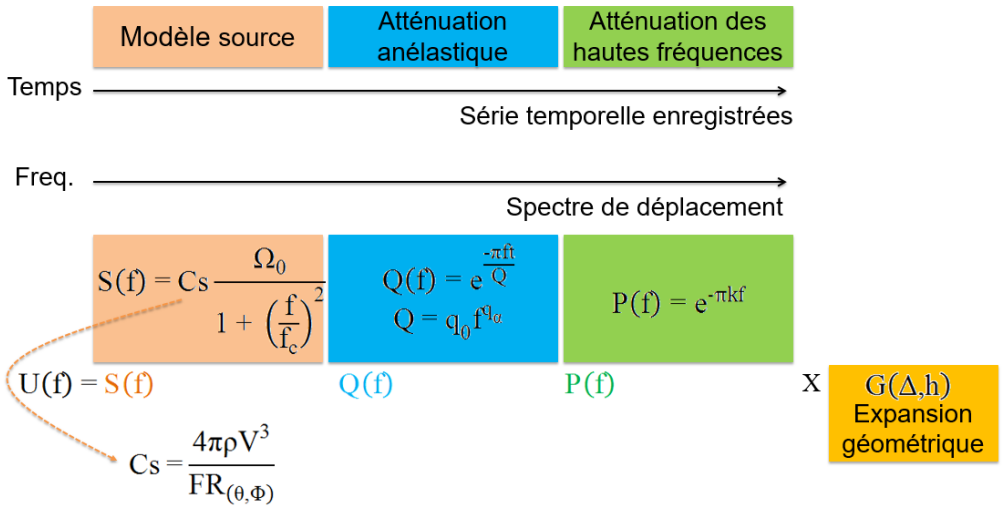


FIGURE 6.3 – Décomposition du spectre d'amplitude en déplacement dans le domaine fréquentiel à partir de la série temporelle enregistrée, exprimé par le produit des trois fonctions du modèle de source, $S(f)$, atténuation anélastique, $Q(f)$ et l'atténuation des hautes fréquence, $P(f)$.

Selon la Figure 6.1, le modèle théorique en f^{-2} (ou ω^{-2}) de la source sismique prévoit un plateau dans le spectre d'accélération de Fourier pour les fréquences supérieures à la fréquence de coin, f_c. Cependant, les données d'observation (voir le cercle cyan sur la Figure 6.2) indiquent une décroissance rapide des spectres d'accélération de la source pour les fréquences supérieures à f_{max}. Hanks [1982] appelle cette fréquence « *la fréquence de coupure* ». Cette atténuation des hautes fréquences a été représentée [e.g. Anderson et Hough 1984, Singh *et al.* 1982] sous le nom du filtre κ (ou kappa) et est représentée par l'expression en vert dans la Figure 6.3. Dans cette étude, une valeur de $\kappa = 0.02s$ a été considérée comme une valeur moyenne la plus utilisée [e.g. Atkinson et Silva 1997, Garcia-Garcia *et al.* 2004, Margaris et Boore 1998, Singh *et al.* 1982].

L'atténuation anélastique $Q(f)$ (équation en bleu dans la Figure 6.3) est généralement considérée comme dépendante de la fréquence, et a été rapportée par plusieurs auteurs [e.g. Garcia-Garcia *et al.* 2004, Lees et Lindley 1994, Singh *et al.* 1982]. Le paramètre t représente le temps écoulé depuis l'instant d'origine du séisme jusqu'au début de la fenêtre spectrale. $Q = q_0 f^{q_\alpha}$, est le facteur de qualité, où q_0 et q_α sont les paramètres d'atténuation, q_0 vaut $Q(f)$ à la fréquence de 1Hz, et $q_\alpha \approx 0.7$ (une valeur moyenne typique).

Quant à l'expansion géométrique des fronts d'onde, elle provoque une redistribution de l'énergie sur une surface plus grande en fonction du temps de parcours. Cette atténuation des ondes due à la divergence géométrique du front d'onde représente la diminution des

amplitudes des ondes sismiques due à l'augmentation de la surface du front d'onde lorsque la distance source-station (D_{ij}) augmente. La diminution des amplitudes des ondes sismiques dans un milieu homogène peut être décrite comme suit [Herrmann et Kijko 1983] :

$$G(\Delta,h) = G(D_{ij}) = \begin{cases} \frac{1}{D_{ij}} & \text{si } D_{ij} \leqslant D_y \\ \frac{1}{\sqrt{D_y . D_{ij}}} & \text{si } D_{ij} > D_y \end{cases} \tag{6.7}$$

Où D_{ij} est la distance entre une source i et une station j ; D_y est considéré comme le double de l'épaisseur de la croûte.

La prise en considération de tous ces phénomènes possibles est compliquée et n'est pas encore totalement maitrisé. L'effet de l'atténuation sur le calcul de la magnitude de moment provoque une sous-estimation de celle-ci à cause de la baisse générale de l'amplitude spectrale qu'elle génère. Cette baisse est cependant plus importante à hautes fréquences, ce qui cause une décroissance du spectre plus importante que celle prédite par la théorie. En outre, l'atténuation est 2 à 3 fois plus faible pour des ondes de compression que pour des ondes de cisaillement [e.g. Abercrombie 1995]. Bien que les effets de l'atténuation sur l'estimation de la magnitude soient reconnus, il est difficile de les quantifier précisément et cela requiert une étude à part entière. Sur cette problématique, il est recommandé de définir le potentiel d'un tel effet d'atténuation sur les valeurs de magnitude, par l'exploitation des données sismiques et l'établissement des lois d'échelle.

6.3.1 Influence mutuelle des paramètres spectraux f_c, Ω_0, et Q

Dans ce qui suit, nous décrivons brièvement l'influence mutuelle des paramètres spectraux sur la forme du spectre calculé. Les Figures 6.4 et 6.5 montrent l'influence des trois facteurs Ω_0, f_c et Q. Pour les trois cas présentés, nous avons affecté des valeurs différentes à l'un des paramètres tout en fixant les autres. Nous avons observé ensuite la partie plate du spectre et sa décroissance au-delà d'une certaine fréquence.

Rappelant (Chapitre 1 section 1.5.1) que Ω_0 représentant la partie plate du spectre de déplacement est proportionnelle au moment sismique (Figure 6.4). La fréquence coin f_c représente la fréquence à partir de laquelle l'amplitude spectrale commence à décroître, elle est liée à la durée de la rupture ou à la dimension de la faille ; plus la magnitude du séisme est élevée, plus la durée de la rupture est grande, alors la fréquence de coin diminue (Figure 6.5). Q est directement liée à la pente de décroissance du spectre dans les hautes fréquences :

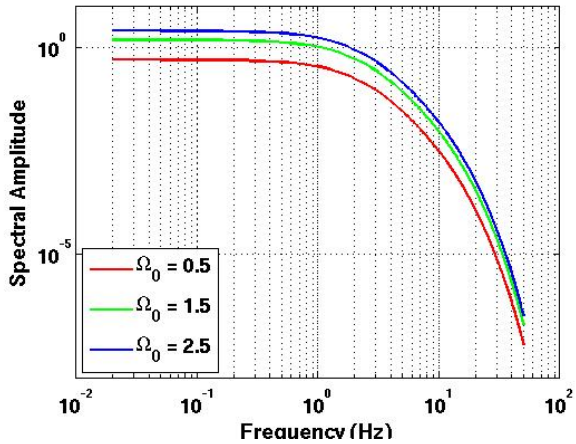


FIGURE 6.4 – Influence du paramètre de la source Ω_0 sur la forme du spectre de déplacement modélisé, pour des valeurs de $T^* = 0.04$, $\kappa = 0.02$ et $f_c = 2$ fixes, où T^*_{ij} est un paramètre défini à partir du temps de propagation t_{ij} entre une source i et une station j, et le facteur de qualité de l'onde considérée (P, S), tel que : $T^*_{ij} = \frac{t_{ij}}{Q}$.

plus la décroissance est rapide, plus la valeur de Q est petite (Figure 6.5). De plus, nous observons sur la Figure 6.5 une influence réciproque entre Q et f_c. Lorsque f_c varie, la pente de décroissance du spectre dans les hautes fréquences (donc Q) varie également et inversement. Les séismes faibles sont caractérisés par un contenu haute fréquence ; l'impact du facteur d'atténuation Q sur l'estimation de la fréquence coin est considérable. Pour des séismes de magnitudes M_L comprises entre 2 et 5, la fréquence de coin de la source f_c varie entre 1 et 25 Hz [Madariaga 1976], donc notre intervalle fréquentiel n'atteint jamais la partie haute fréquence sauf pour les petits séismes de magnitude inférieure à 2.

6.3.2 Dépendance du facteur de qualité Q en fréquence

Le facteur Q n'est plus constant mais il varie en fonction de la fréquence selon la loi suivante : $Q(f) = q_0 f^{q_\alpha}$ proposée au départ pour le facteur de qualité dû au diffusion « *scattering* » (Q_{scatt}) [e.g. Aki et Chouet 1975, Tsujiura 1978]. Des valeurs de κ (kappa) et de q_α ont été testées. Sur la Figure 6.6, nous montrons l'influence du paramètre κ et q_α sur les spectres d'amplitude de déplacement synthétiques. Nous observons un impact différent entre le plat de l'amplitude en basse fréquence et la décroissance en haute fréquence. Dans le premier cas pas d'impact sur le plat de l'amplitude, le facteur Q est indépendant de la fréquence dans cette partie. En revanche, avec cette formule d'atténuation nous avons une meilleure maitrise de la modélisation en haute fréquence, la décroissance n'est pas fluctuante

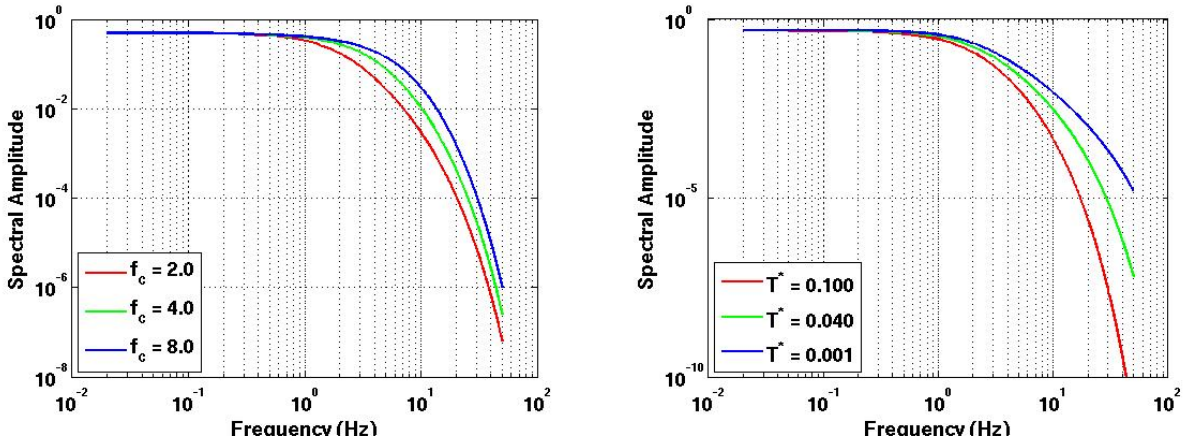


FIGURE 6.5 – Influence des paramètres f_c et T^* sur la forme du spectre de déplacement modélisé : (à gauche) Paramètre f_c pour des valeurs de $T^* = 0.04s$, $\Omega_0 = 0.5$ et $\kappa = 0.02$ fixes. (à droite) Paramètre d'atténuation T^* pour des valeurs de $f_c = 2Hz$, $\Omega_0 = 0.5$ et $\kappa = 0.02$ fixes.

comme quand on lui a affecté des valeurs constantes.

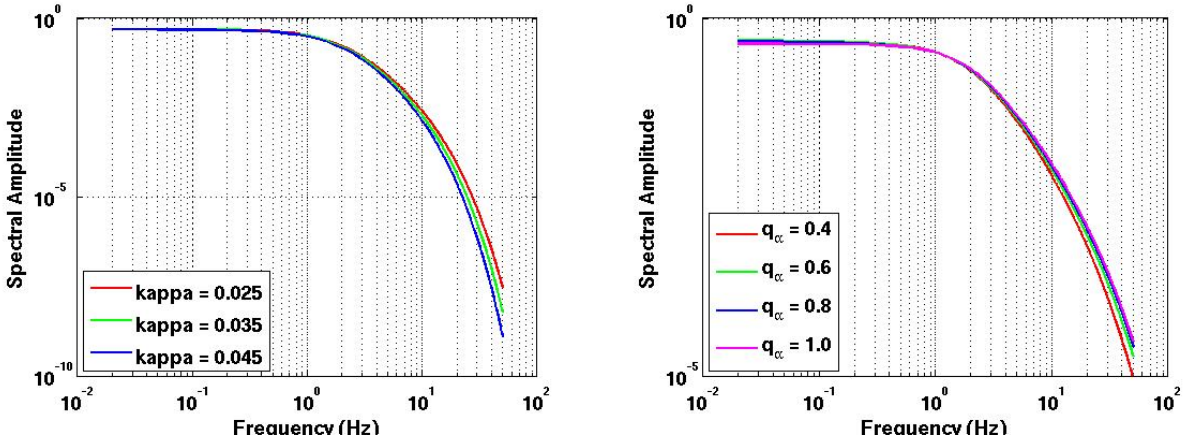


FIGURE 6.6 – Influence des paramètres κ (kappa) et de q_α sur la forme du spectre de déplacement modélisé : (à gauche) Paramètre κ (kappa) pour des valeurs de $T^* = 0.04s$, $\Omega_0 = 0.5$ et $f_c = 2$ fixes. (à droite) Paramètre d'atténuation q_α pour des valeurs de $f_c = 2Hz$, $\Omega_0 = 0.5$ et $\kappa = 0.02$ fixes.

6.4 Calcul du spectre observé

Le calcul du spectre observé de la source à partir des ondes P et S enregistrées sur trois composantes se fait sur plusieurs étapes (Figure 6.7). Tout d'abord, nous avons sélectionné des enregistrements sismiques avec des rapports Signal sur Bruit (*Signal Noise Ratio* ; SNR) élevés (SNR > 3). Les longueurs des fenêtres autour des arrivées des ondes P et S ont été ajustées en fonction de la magnitude de l'événement et de la distance épicentrale pour qu'elles soient plus grandes que la durée d'émission de la source. Les signaux ont ensuite été corrigés par la déconvolution de la réponse instrumentale dans le domaine temporel. Ils ont été également corrigés en supprimant la tendance moyenne et linéaire. Une opération d'apodisation a ensuite été appliquée à chaque extrémité du signal. Les spectres d'amplitude de Fourier ont été calculés par FFT et lissés à l'aide d'une fenêtre d'échelle logarithmique de Konno-Ohmachi [Konno et Ohmachi 1998]. Une correction de l'effet de la trajectoire et du site (évoquer précédemment) a été appliquée sur les spectres. Enfin, l'inversion par l'ajustement entre les spectres de déplacement observés et théoriques a conduit à déterminer les deux paramètres spectraux Ω_0 et f_c. L'organigramme de la procédure représenté dans la Figure 6.7 est mis en œuvre par un programme Matlab original.

6.4.1 Comparaison avec le spectre du bruit ambiant

Nous avons inspecté que le niveau du bruit dans les sismogrammes soit assez bas, afin de ne pas influencer l'estimation des paramètres de la source. Pour sélectionner des sismogrammes exploitables de la base de données pré-préparés (Chapitre 3 ; Section 3.5), nous avons utilisé le critère du SNR> 3 dans le domaine spectral. Le calcul est basé sur une procédure qui détermine une longueur « L » de la phase P à partir de sa première arrivée (signal), et une même longueur du bruit précédant celle-ci (bruit). Toutes les fenêtres subissent la même séquence du traitement utilisant un programme Matlab :

- Après avoir converti les sismogrammes, initialement en vitesse, en déplacement et après la déconvolution de la réponse instrumentale, nous avons sélectionné une fenêtre du bruit juste avant l'arrivée de l'onde P, de même taille que celle du signal (Figure 6.8) ;
- Retrait linéaire de la ligne de basse ;
- Une apodisation de type « *tukeywin* » sur les deux extrémités de la fenêtre « L » ;
- Calcul des amplitudes spectrales utilisant la FFT aux signaux des deux fenêtres dans le domaine $0 - F_N$ (F_N : Fréquence de Nyquist = Fréquence d'échantillonnage/2) ;

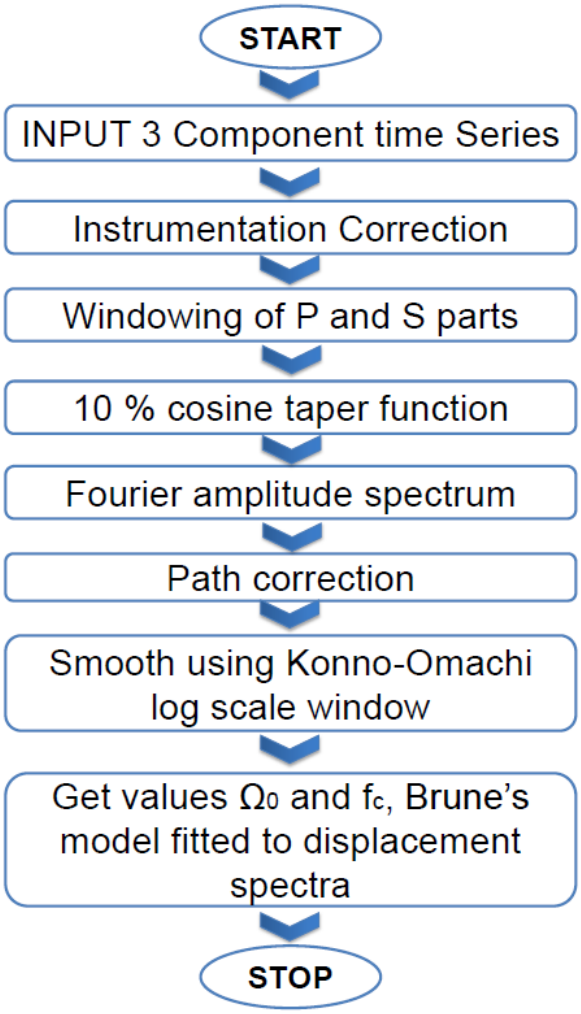


FIGURE 6.7 – Organigramme du programme informatique MATLAB utilisé pour estimer les paramètres spectraux.

- Pour une comparaison aisée entre les deux amplitudes spectrales résultantes du bruit et signal, une opération de lissage (smoothing) spectrale a été appliquée afin de supprimer les irrégularités ;
- Le rapport entre les amplitudes spectrales du signal et bruit est calculé par une simple division arithmétique entre eux pour les trois composantes, EW, NS et Z, et le bon choix est observé autour de la fréquence de coin, f_c.

Sur la Figure 6.8, nous présentons les résultats finaux de cette séquence de traitement, illustrant les amplitudes spectrales pour deux séismes de $M_w = 5.4$ et $M_w = 3.9$, qui se sont produits lors de la séquence de Beni-Ilmane de Mai 2010. En effet, autour de la fréquence coin il y a une différence d'au moins de trois ordres de grandeur en amplitude.

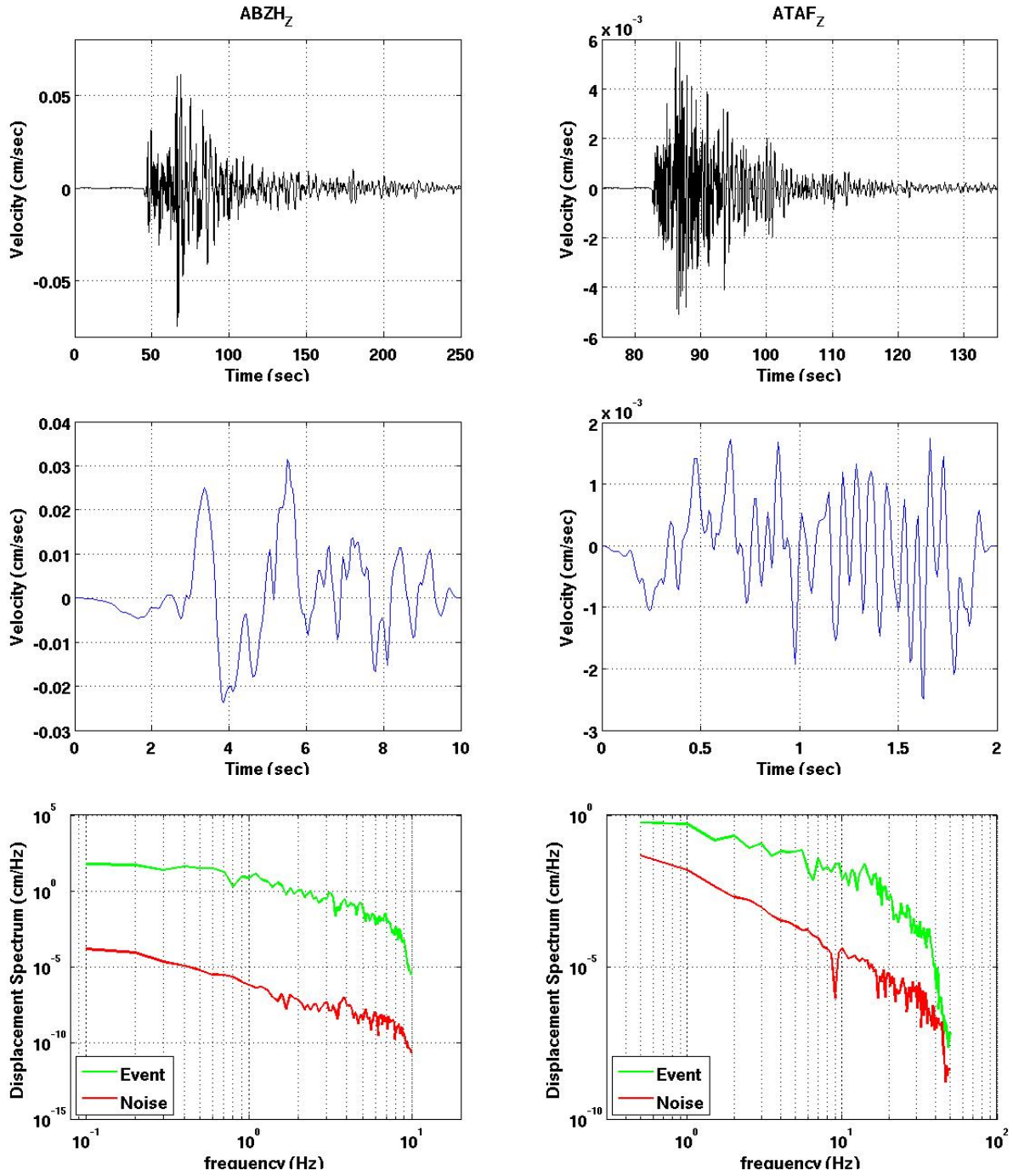


FIGURE 6.8 – Présentation du séisme du 14 mai 2010 à12h29m UTC de magnitude M_w = 5.4 enregistré par la station ABZH (panneaux gauches) et le séisme du 21 mai 2010 à 12h16m UTC de magnitude M_w = 3.9 enregistré par la station ATAF (panneaux droits). (a) Sismogramme de la composante verticale de la station ABZH. (b) Fenêtre choisi autour de l'arrivée de l'onde P. (c) Spectre en déplacement du sismogramme enregistré par ABZH, calculé à partir des ondes P, le spectre des ondes de compression est en vert, et celui du bruit en en rouge. Idem pour le séisme de magnitude M_w = 3.9 enregistré à la station ATAF.

6.4.2 Détermination de la fenêtre temporelle des ondes P et S

La longueur recommandée de la fenêtre P est différente selon les auteurs, [e.g. Tusa et Gresta 2008, Watanabe *et al.* 1996] recommandent l'utilisation de différentes fenêtres d'ondes P de telle sorte les temps varient de 1.02 à 1.25 s pour des distances de 30-250 km. Hauksson et Shearer [2006] utilisent une fenêtre de 2.56 s pour modéliser des spectres d'amplitude de 5000 évènements de magnitude comprise entre 2.3 et 5.8. Abercrombie [1995] adapte la taille de la fenêtre en fonction de la magnitude (1 s pour des $M_L < 3$, 2 s pour $3 < M_L < 4$, et enfin 4 s pour des magnitudes supérieures à 4). Schlotterbeck et Abers [2001] utilisent des fenêtres allant de 1.5 à 4.5 s selon les séismes.

La durée d'émission de la source responsable d'un évènement de magnitude 5 est de 1 s environ, et est inférieure à 0.1 s dans le cas d'une magnitude de 3 [Singh *et al.* 2000]. La dispersion des ondes dans le milieu entraîne un élargissement de pulse (ou paquet d'onde) entre la source et la station. La fenêtre de sélection autour des premières arrivées devra donc être plus grande que la durée d'émission de la source. Toro et McGuire [1987] relie la fréquence de coin f_c de la source à la largeur de pulse dt des ondes L_g, pour une distance source-station R_{ij} comprise entre 100 et 200 km, ce qui est en grande majorité notre cas d'étude, par la relation :

$$\delta t = \frac{1}{f_c} + 0.1(R_{ij} - 100) \tag{6.8}$$

Ceci est valable pour une source ayant une fréquence de coin inférieure à 15 Hz, et a été observé dans notre cas d'étude, dont le signal est enregistré à 150 km, entrainant une largeur de pulse des ondes L_g de 5 s. Les ondes L_g sont des ondes S réfléchies une ou plusieurs fois dans la croûte terrestre. Ces ondes voyagent plus longtemps à l'intérieur de la terre que l'onde directe S, par conséquence la largeur de leur pulse soit donc plus grande.

Pour éviter la contamination par les autres phases et maintenir la résolution et la stabilité des spectres dans la base de données exploitables dans notre travail, nous avons testé plusieurs fenêtres de longueurs différentes, afin de définir la longueur du signal optimale. Cette fenêtre commence toujours au début par l'arrivée de l'onde P, sans tenir en compte le type de la première phase P qui arrive et qui inclut le premier groupe de la phase P (par exemple, P_g, P_b, P_n) en excluant l'onde S.

Trois exemples sont présentés dans la Figure 6.9 lorsque la distance épicentrale est courte, la durée est limitée par l'arrivée des ondes S. La longueur de la fenêtre temporelle est

comprise entre 1 et 6 s et augmente donc avec la distance, en ajoutant 1 s par 100 km. Pour chaque événement, nous sélectionnons une longueur de fenêtre dépendant de la magnitude pour les calculs spectraux allant de 1 à 6 s, avec des fenêtres plus longues utilisées pour les événements de magnitude plus élevée afin d'assurer une résolution adéquate de la fréquence de coin spectrale.

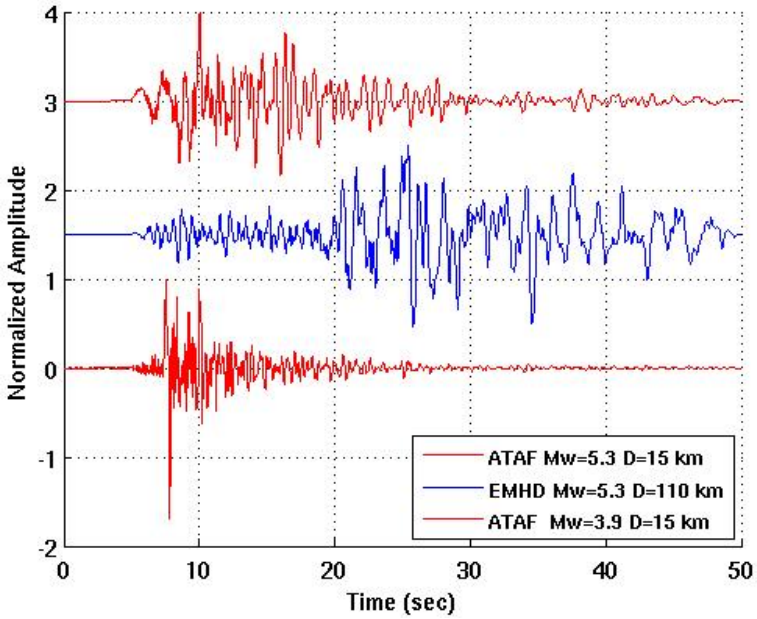


FIGURE 6.9 – Comparaison des séries temporelles normalisées du séisme du 14 mai 2010 à12h29m UTC de magnitude M_w = 5.4 et le séisme du 21 mai 2010 à 12h16m UTC de magnitude M_w = 3.9 enregistré par les stations ATAF et EMHD localisé à 15 et 110 km, respectivement.

6.4.3 Calcul de la transformée de Fourier

L'amplitude spectrale est calculée en appliquant l'algorithme de la transformée de Fourier rapide (FFT). Avant le passage du domaine temporel au domaine fréquentiel, une opération d'apodisation est appliquée sur les deux extrémités du signal, à l'aide d'une fonction de fenêtre *« tukeywin »* de Matlab afin de minimiser les fuites à travers les lobes latéraux (effet *Gib's*). La réponse de la fonction fenêtre a été calculée en utilisant l'équation (6.9) suivante [Harris 1978] :

$$W[k]_{(\text{ où } k=1 \text{ à } L)} = \begin{cases} \frac{1}{2}\left[1+\cos\left(\frac{2\pi}{r}\frac{k-1}{L-1}-\pi\right)\right] & \text{si} \quad k < \frac{r}{2}(L-1)+1 \\ 1 & \text{si} \quad \frac{r}{2}(L-1)+1 \leqslant k \leqslant L-\frac{r}{2}(L-1) \\ \frac{1}{2}\left[1+\cos\left(\frac{2\pi}{r}-\frac{2\pi}{r}\frac{k-1}{L-1}-\pi\right)\right] & \text{si} \quad k > L-\frac{r}{2}(L-1) \end{cases} \tag{6.9}$$

Où « L » est le nombre de points de données et « r » est le rapport entre la section conique et la section constante du signal, qui varie entre 0 et 1.

Une valeur de $r = 0.2$, qui réduit le signal de 20%, a été adoptée dans cette étude. Le choix du rapport r de la fonction d'apodisation est très important pour ne pas influencer les calculs. La Figure 6.10 représente l'influence de la fonction d'apodisation sur le signal pour différentes valeurs de r, et il est aisé de constater que plus que r augmente, la forme d'onde ne reste pas conservée.

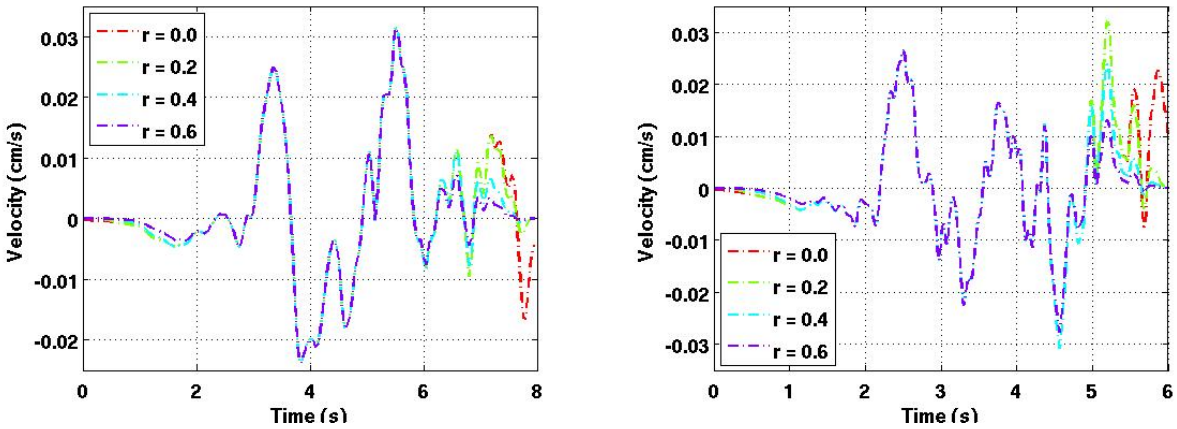


FIGURE 6.10 – Deux exemples montrent l'influence de l'opération d'apodisation sur un signal sismique par une fenêtre de type « *tukeywin* » pour différentes valeurs de r.

Après l'opération d'apodisation, nous déconvoluons la réponse instrumentale en utilisant plusieurs méthodes via un processus automatisé en Matlab qui inclut des *scripts shell* pour assurer le fonctionnement du code SAC afin d'obtenir un résultat optimal (Chapitre 3 ; Section 3.7). Ensuite, la transformée de Fourier d'une fenêtre temporelle de l'onde P ou S a été calculée séparément pour chaque évènement (source i), au niveau de chaque station j pour les trois composantes du sismogramme (Z, N, E). Un lissage à l'aide d'une fenêtre d'échelle logarithmique de Konno-Ohmachi [Konno et Ohmachi 1998] a été appliquée sur les spectres avec un paramètre de lissage = 60 pour atténuer l'effet des irrégularités dans les amplitudes spectrales obtenues. Cet algorithme de lissage qui a été adapté en langage Matlab, offre un avantage par rapport aux autres techniques, dont son avantage est la variation de la fenêtre de lissage avec la fréquence (Figure 6.11).

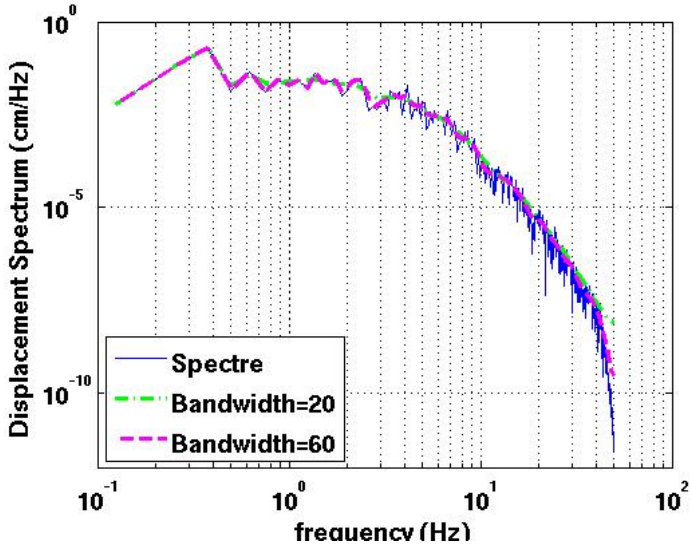


FIGURE 6.11 – L'influence du lissage spectral de type Konno-Ohmachi sur le spectre en déplacement du sismogramme verticale calculé à partir des ondes P.

Comme l'amplitude spectrale du signal sortant est en vitesse (V_{ij}^{obs}), il est nécessaire d'intégrer ou dériver dans le domaine spectral pour obtenir le signal en déplacement (U_{ij}^{obs}) ou en accélération (A_{ij}^{obs}), respectivement. En fin, la résultante des trois composantes (Z, N, E) donne le spectre total en appliquant la relation (6.10) suivante :

$$U_{ij}^{obs} = \sqrt{\left(U_{ij}^{Z}\right)^2 + \left(U_{ij}^{N}\right)^2 + \left(U_{ij}^{E}\right)^2} \tag{6.10}$$

6.5 Paramètres spectrales : fréquence coin et le plat de l'amplitude spectrale

Dans cette étape d'analyse, il s'agit de trouver les paramètres Ω_0, f_c et $T^*(q_0)$ permettant de modéliser un spectre d'amplitude théorique qui s'ajuste au mieux au spectre observé calculé auparavant (section 6.4). Nous avons eu recours à la modélisation théorique afin de minimiser les erreurs de la détermination visuelle de ces paramètres à partir du spectre observé. Le spectre théorique est calculé à partir de l'équation (6.5) et la résolution du problème inverse va permettre de déterminer ces paramètres recherchés en appliquant un algorithme de recherche non linéaire et itératif de meilleur ajustement utilisé pour minimiser la différence entre les spectres de déplacement théorique et observé. Pour ce

fait, nous avons appliqué une procédure d'inversion où la norme $L1$ mesure le *misfit*. La norme $L1$ minimise l'inadéquation entre les valeurs spectrales observées et prédites dans une gamme de fréquences convenablement choisie (f_1 et f_{max}). Nous avons choisi la technique de minimisation de la norme $L1$ car elle est beaucoup plus robuste que la méthode des moindres carrés. Le minimum global de la fonction d'inadaptation définit la solution optimale pour les paramètres spectraux (Ω_0, f_c). L'inversion trouve le minimum de la fonction scalaire de plusieurs variables (deux dans notre cas) à partir d'une estimation initiale. Cette estimation initiale est obtenue par une résolution linéaire de l'équation (6.5).

$$\log\left(U(f) * \sqrt{1+\left(\frac{f}{f_c}\right)^2}\right) = \log(\Omega_0) - \pi f T^* \tag{6.11}$$

En écriture matricielle, le système d'équations (6.11) s'écrit :

$$\begin{bmatrix} \log\left(U(f_1) * \sqrt{1+\left(\frac{f_1}{f_c}\right)^2}\right) \\ \cdots \\ \cdots \\ \log\left(U(f_n) * \sqrt{1+\left(\frac{f_n}{f_c}\right)^2}\right) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1-\pi f_1 \\ \cdots \\ \cdots \\ \cdots \\ 1-\pi f_n \end{bmatrix} * \begin{bmatrix} \log(\Omega_0) \\ T^* \end{bmatrix} \tag{6.12}$$

où n est le nombre de points constituant le spectre. Pour une valeur de fréquence coin f_c fixée, et en réalisant plusieurs itérations, on obtient une valeur de $T^*(q_0)$ et de Ω_0 ainsi qu'une valeur RMS mesurant l'écart entre le spectre théorique et le spectre observé U^{obs}. En exploitant la valeur de Q, une correction d'atténuation a été appliquée aux spectres observés des trois composantes du sismogramme, puis que nous ne nous disposons pas d'une valeur d'atténuation au niveau locale. L'estimation de f_c est obtenue à partir du spectre de vitesse ; c'est une valeur de fréquence correspondante au pic du spectre, comme il est illustré dans les graphiques en log-linéaire de la Figure 6.12.

En revanche, la valeur de f_{max} est estimée à partir du différentielle d'ordre 2 de l'accélération $[A(f)]$:

$$\ddot{A}(f) = (2.\pi.f)^2 * A(f) \tag{6.13}$$

approximativement c'est la valeur qui correspond au pic du spectre $\ddot{A}(f)$. Dans la Figure 6.13 il est représenté en tracé log-log. Glassmoyer et Borcherdt [1990] ont relié f_c, Ω_0, et

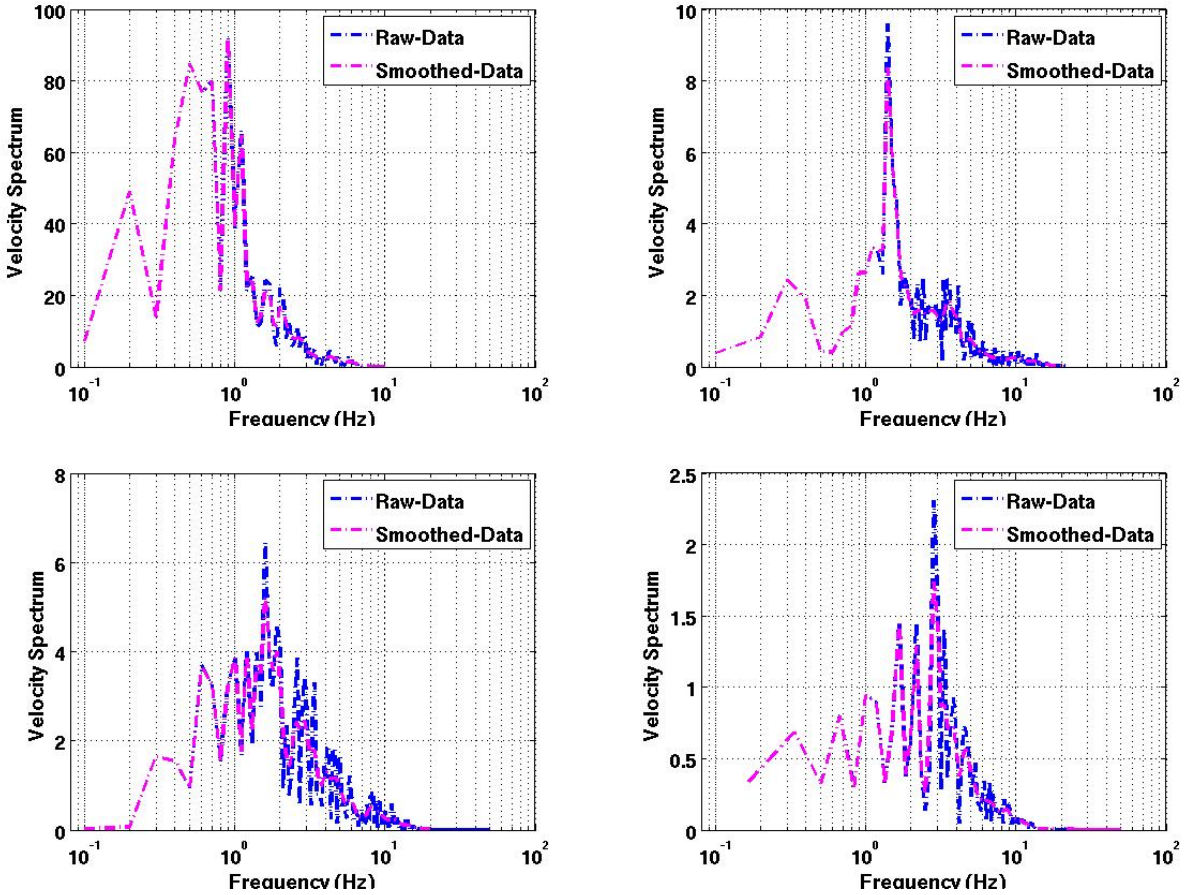


FIGURE 6.12 – Tracé log-linéaire du spectre de vitesse pour l'estimation de f_c , il s'agit d'une valeur de fréquence où le spectre de vitesse a une valeur de pic. 4 exemples pour 4 séismes avec des valeurs de f_c différentes.

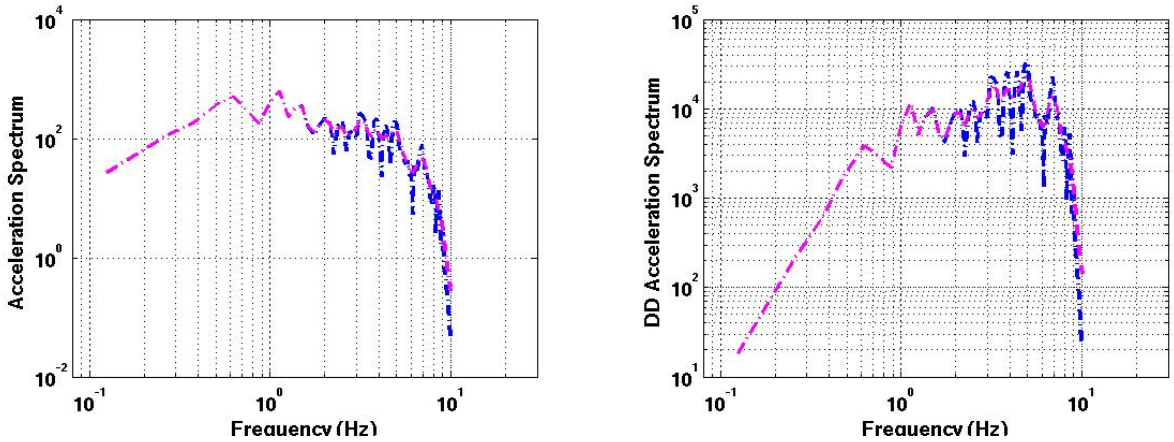


FIGURE 6.13 – Tracé log-log du spectre de l'accélération $A(f)$ (à gauche) et sa différentielle d'ordre 2 $\left[\ddot{A}(f)\right]$ (à droite) pour l'estimation de f_{max}, il s'agit d'une valeur de fréquence où le spectre $\ddot{A}(f)$ a une valeur de pointe.

l'accélération $A(f)$ comme suit :

$$f_c = \frac{1}{2\pi}\sqrt{\frac{A_\infty}{\Omega_0}} \qquad \Omega_0 = \frac{A_\infty}{(2\pi f_c)^2} \tag{6.14}$$

Dans les deux expression (6.14) ci-dessus, la valeur de A_∞ est l'amplitude moyenne de l'accélération pour les fréquences supérieures à f_c.

Rappelant d'après Menke [2012] que les solutions linéaires ne seront qu'une approximation des valeurs recherchées, ils seront utilisés comme valeurs *a-priori* pour avoir une inversion non-linaire qui se converge vers une solution optimale. Cependant, cette étape est primordiale car elle fournit des valeurs de départ dans l'inversion non linéaire présentée en amant. Un exemple d'estimation de f_{max} et f_c est présenté dans la Figure 6.14 et des exemples de spectres de déplacement des ondes P et S sont présentés dans la Figure 6.15.

D'autre part, lors de l'ajustement du spectre individuel, il existe un compromis entre f_c et Q ; Q diminue lorsque f_c augmente (exemple dans la Figure 6.16). Dans certains cas, ce compromis empêche de contraindre f_c, car la variance normalisée reste constante avec l'augmentation de f_c (exemple dans la Figure 6.16), en particulier lorsque f_c estimée est supérieure à la fréquence de coupure maximale. Donc, les modèles standard de spectres individuels sous-estiment souvent l'atténuation, donnant des estimations de fréquence de coin plus petites que la véritable valeur [e.g. Anderson 1986, Hough et Seeber 1991, Ide *et al.* 2003; 2007]. Ce biais de fréquence coin conduit à une apparente non-constante « *earthquake-scaling relationships* ».

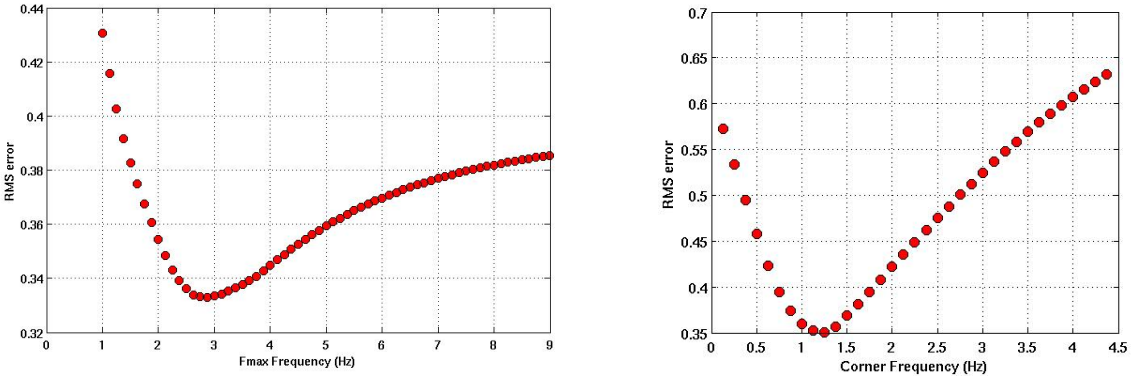


FIGURE 6.14 – f_{max} et f_c en fonction de RMS. Une valeur minimale de RMS corresponde à une meilleure estimation de f_{max} et f_c.

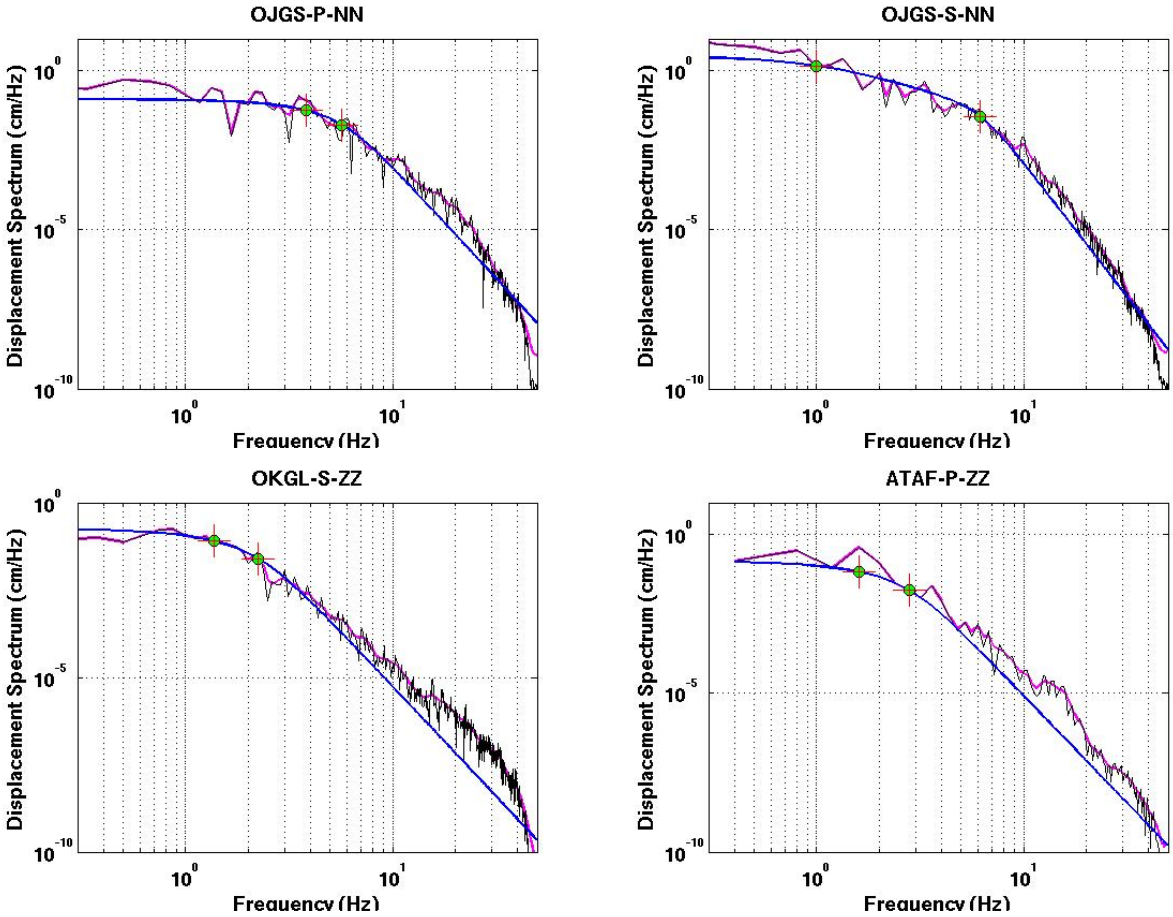


FIGURE 6.15 – Exemples des Spectres de déplacements pour les ondes P et S. Les lignes bleues sont les spectres ajustés. Les croix rouges avec des points verts représentent les fréquences de coin f_c et des fréquences maximales f_{max}.

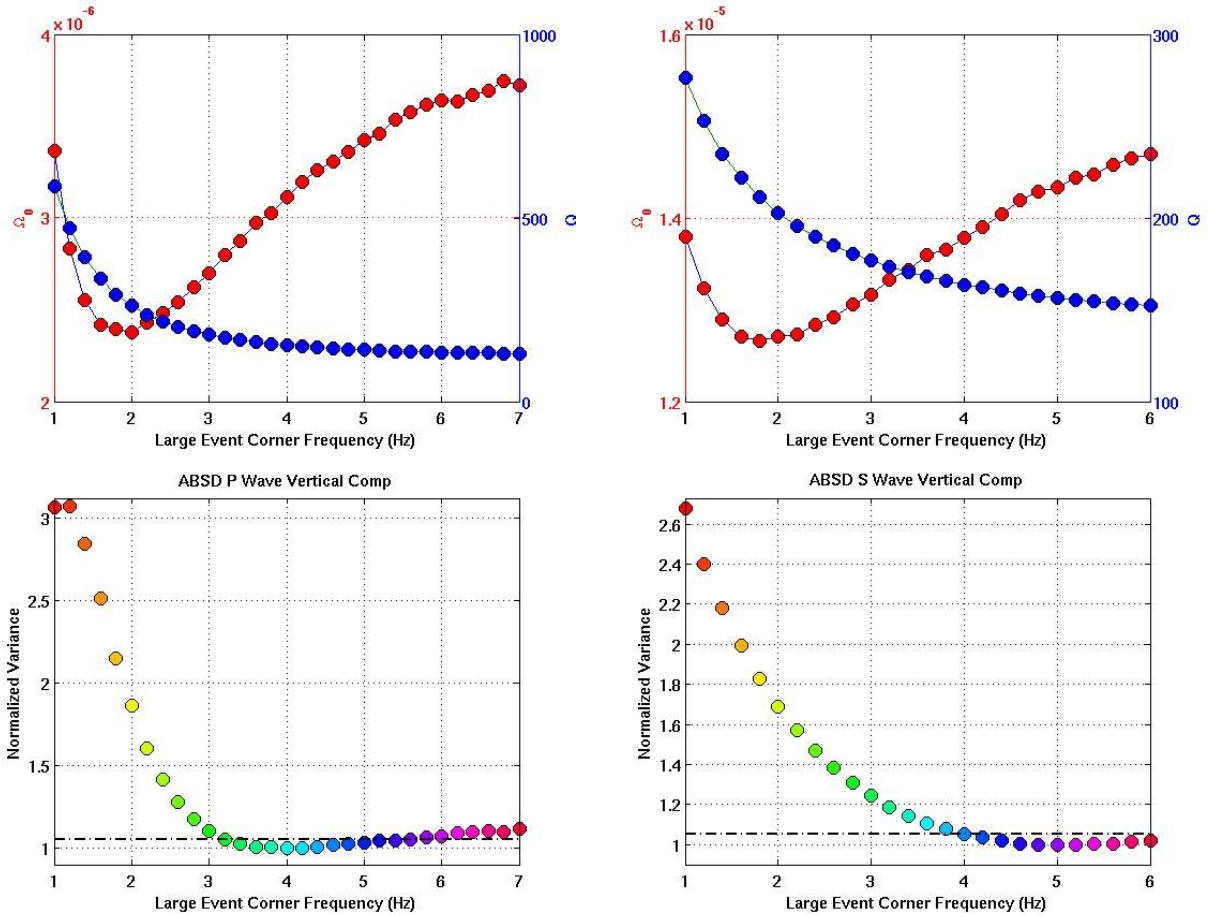


FIGURE 6.16 – Ajustement de la variabilité de la variance normalisée avec f_c fixe croissante pour l'onde P (panneau gauche) et l'onde S (panneau droit) (les deux panneaux en haut). La ligne horizontale indique les estimations maximales et minimales à 5 % près pour le traitement des erreurs. Ajustement de la variabilité de Ω_0 et Q avec une f_c fixe croissante pour l'onde P (panneau gauche) et l'onde S (panneau droit). Le *« trade-off »* entre f_c et Q peut être observé. Ω_0 est plus stable, en particulier dans la plage de la variance de 5%, montrant une légère augmentation avec l'augmentation de f_c.

6.6 Paramètre de la source sismique

Le moment sismique M_0 est définit par la relation suivante [Borok 1959, Kanamori et Anderson 1975] :

$$M_0 = \frac{4\pi\rho V^3 \Delta\Omega_0}{\mathscr{F} R_{(\theta,\Phi)}} \tag{6.15}$$

Où la densité $\rho = 2700 Kg/cm^3$; V est la vitesse de phase (P ou S) près de la source ($V_p = 5.2 Km/s$, $V_s = 3.6 Km/s$) ; Δ est la distance hypocentrale en km entre la source et le récepteur ; et $R_{(\theta,\Phi)}$ est le coefficient de rayonnement (pour l'onde P = 0.52 et pour l'onde S = 0.63).

Pour la fréquence de coin à chaque station, le rayon de la source r a été calculé en utilisant la relation de Brune [1970] pour une faille circulaire :

$$r = \frac{2.34}{2\pi} \frac{V}{f_c} \tag{6.16}$$

La chute de contrainte ($\Delta\sigma$) est calculée à partir des estimations du moment sismique (M_0) et du rayon r de la source, en supposant une rupture circulaire [Eshelby 1957] :

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{r^3} \tag{6.17}$$

Le moment sismique, le rayon de la source et la chute de contrainte sont déterminés pour chaque station, ensuite les valeurs moyennes de ces paramètres sont calculées pour les ondes P et S. En calculant la moyenne, les erreurs introduites par l'hypothèse d'un facteur de rayonnement constant sont réduites.

6.7 Estimation des erreurs

Les valeurs moyennes de chaque paramètre x [M_0 (P, S) et f_c (P, S)] sont estimées à l'aide des formules suivantes [Archuleta *et al.* 1982] :

$$\langle x \rangle = antilog \left\{ \frac{1}{N_S} \sum_{i=1}^{N_S} \log x_i \right\} \tag{6.18}$$

$$stdev\,[\log\langle x\rangle] = \left\{ \frac{1}{N_S - 1} \sum_{i=1}^{N_S} [\log x_i - \langle x\rangle]^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \tag{6.19}$$

$$E\langle x\rangle = antilog\,\{stdev\,(\log\langle x\rangle)\} \tag{6.20}$$

Où $\langle x\rangle$ désigne la valeur moyenne de x_i, N_S est le nombre de stations utilisées, *stdev* est l'écart-type, et $E\langle x\rangle$ est le facteur d'erreur multiplicatif pour x.

6.8 Paramètres de la Source et Relations d'échelle de la Séquence Sismique de Beni-Ilmane en 2010

Le fruit de ce travail a été publié dans la revue *Journal of Seismology* [Abacha *et al.* 2019] (voir l'Annexe D). Nous avons estimé les paramètres de la source des 18 événements les plus importants ($M_d \geqslant 4$) de la séquence sismique Beni-Ilmane 2010 (du 14 au 31 mai 2010), y compris les trois chocs principaux (voir Figure 2.3 section 2.3.1), sur la base des spectres de déplacement des ondes P et S. Les données brutes ont été extraites des stations large bande permanentes du réseau séismologique numérique national (ADSN).

Sur la base du modèle de Brune [1970], les valeurs de quelques paramètres que nous avons prise en considération sont : la densité ($\rho = 2700 kg/m^3$), le coefficient de diagramme de rayonnement ($R_{(\theta,\Phi)}$ = 0.52 pour l'onde P et 0.63 pour S de Boore et Boatwright [1984]), κ = 0.02, et le facteur d'amplification des ondes à la surface libre $\mathscr{F} = 1$; une valeur moyenne par Aki et Richards [2002] choisi sur la base des angles d'incidence observés. Une loi d'atténuation standard a été utilisée avec q_0 = 500 pour les ondes P, et 250 pour les ondes S et $q_\alpha \approx 0.7$ pour corriger nos spectres. L'inversion est donc effectuée sur les deux paramètres Ω_0 et f_c.

La Figure 6.17 montre un exemple d'un spectre de déplacement d'un seul évènement à la station ABZH. Un total de 774 spectres des 18 événements sont été utilisés dans l'estimation des paramètres de la source en faisant la moyenne des paramètres calculés à partir des ondes P et S et en moyennant également sur toutes les stations sismologiques. Le Tableau 6.1 présente les valeurs moyennes des paramètres de la source estimée, à savoir, le fréquence coin f_c, le moment sismique M_0, le rayon de la source r, la chute de contrainte $\Delta\sigma$, la magnitude de moment M_w et le déplacement moyen U. Le facteur d'erreur multiplicatif de f_c, M_0, et r sont estimés selon les équations (6.18) et (6.19) et (6.20) [Archuleta *et al.* 1982]. Etant donné la relation linéaire entre f_c et r, le facteur d'erreur estimé sera le même.

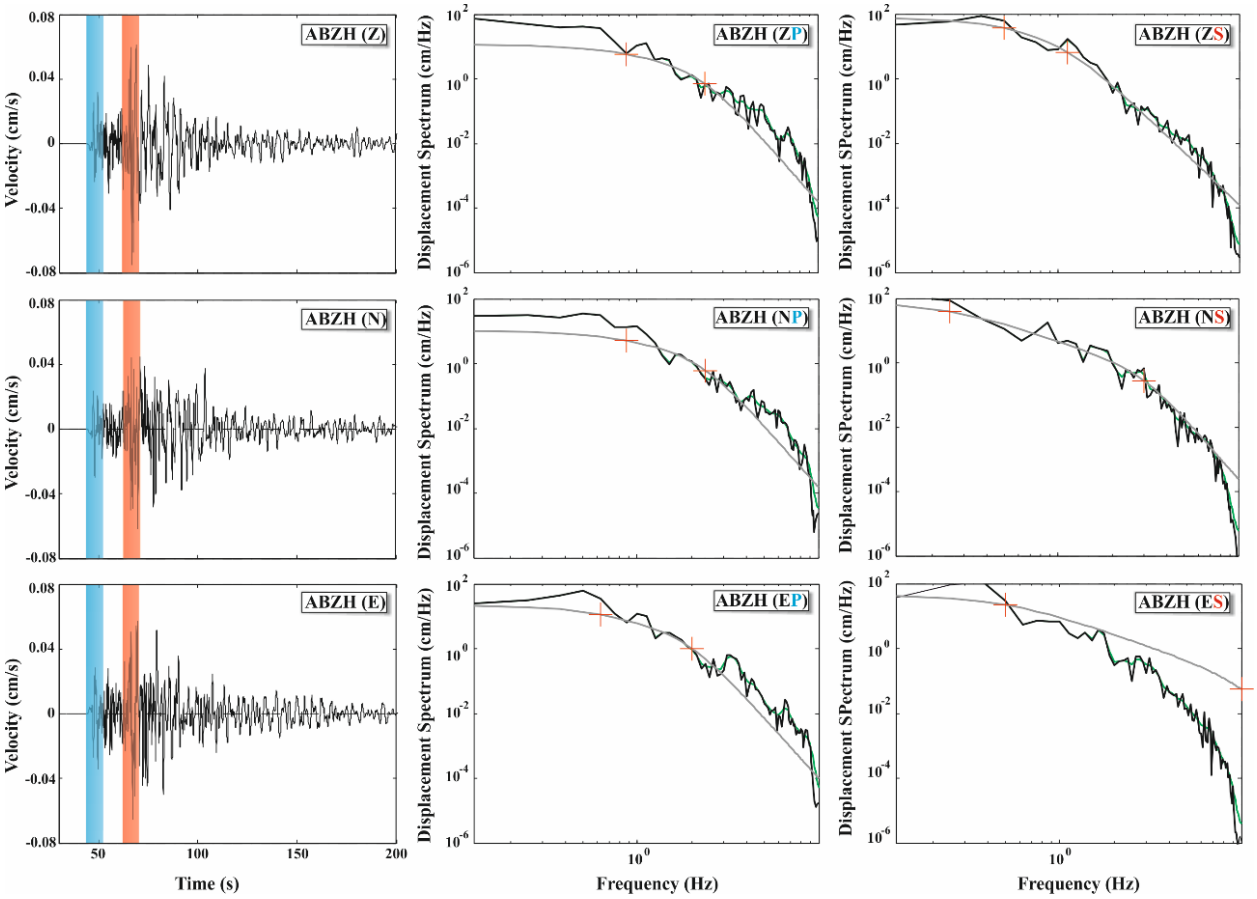


FIGURE 6.17 – Exemple de spectres de déplacement d'un événement enregistré par la station ABZH. Panneau de gauche : sismogrammes de vitesse à trois composantes avec une correction instrumentale du choc principal du 14 mai 2010 ($M_d = 5.2$). Panneaux du milieu et droite : spectres de déplacement de l'onde P et de l'onde S, respectivement. Les lignes grises sont des spectres ajustés. Les croix rouges représentent Ω_0 et f_c [Abacha *et al.* 2019].

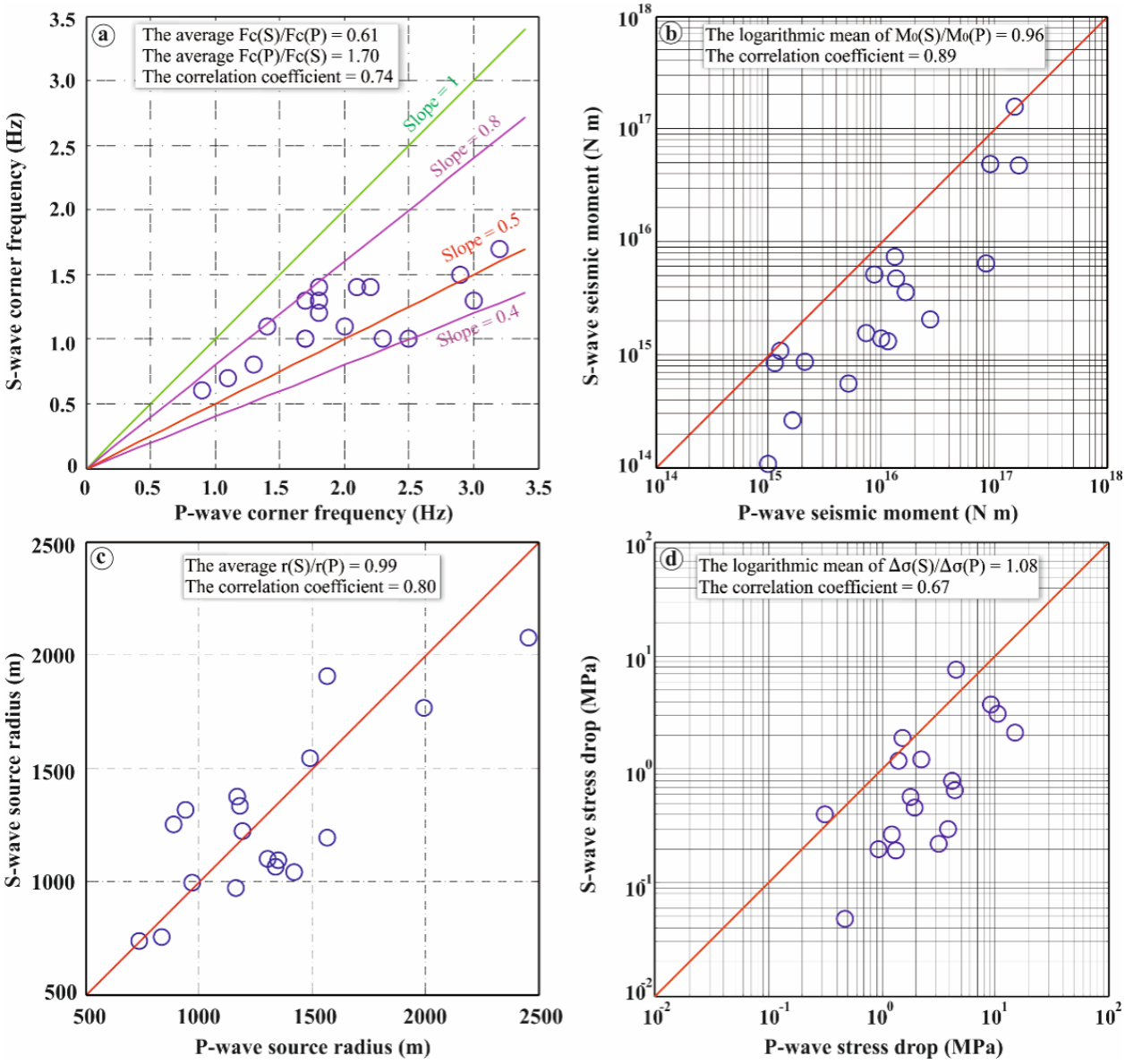


FIGURE 6.18 – Comparaisons entre (a) f_c, (b) M_0, (c) r et (d) $\Delta\sigma$ obtenus à partir des ondes P et S extrait de Abacha *et al.* [2019].

Sur la Figure 6.18, nous montrons les valeurs des fréquences coins obtenues à partir de fenêtres d'onde S par rapport aux valeurs obtenues des fenêtres d'onde P. Nous observons que $f_c(P) > f_c(S)$. Des fréquences coins d'onde P plus élevées que les fréquences coins d'onde S sont fréquemment observées [e.g. Aki et Richards 2002, Ataeva *et al.* 2015, Fletcher 1980, Molnar *et al.* 1973, Tusa et Gresta 2008] ; par conséquent, les modèles de source circulaires tels que celui proposé par Brune [1970] -adopté dans cette thèse- sont plus appropriés pour cette étude que les modèles rectangulaires tels que ceux de Haskell [1964] et Savage et Wood [1971], qui s'attendent à des fréquences de coin approximativement égales pour les ondes P et S, ce qui les rend mal adaptées à la description des séismes faibles à modérés Modiano et Hatzfeld [1982], rappelant que tous les séquences étudiées dans cette thèse sont caractérisés par une sismicité faible à modéré (Chapitres 2 et 4). Un résultat conforme aussi à l'affirmation de Hanks et Wyss [1972] selon laquelle f_c(P) devrait être décalée par rapport à f_c(S) d'un facteur V_P/V_S. Nos résultats donnent un rapport moyen de f_c(P)/f_c(S) = 1.70, et le rapport V_P/V_S à Beni-Ilmane est 1.71 (Chapitre 4 ; Section 4.3.3).

Pour vérifier l'assiduité de notre évaluation du seuil d'amplitude spectrale Ω_0 en basse fréquence et de la fréquence coin f_c, nous avons établi les rapports suivants : M_0(S) vs. M_0(P) ; r(S) vs. r(P) ; et $\Delta\sigma$(S) vs. $\Delta\sigma$(P) dans la Figure 6.18 a, b, c et d. La moyenne logarithmique de M_0(S)/M_0(P) est de 0.96, et le coefficient de corrélation entre les deux est de 0.89, ce qui suggère que la correction du diagramme de rayonnement était adéquate et que la technique d'évaluation du seuil d'amplitude en basse fréquence sur le spectre sismique a été correctement appliquée (Figure 6.18b). Le rapport moyen du rayon de la source r(S)/r(P) = 0.99 et les deux variables donnent un coefficient de corrélation de 0.80 (Figure 6.18c), indiquant une évaluation cohérente de la fréquence coin et une validation empirique de la relation de Hanks et Wyss [1972]. Le rapport moyen logarithmique entre les chutes de contrainte calculées à partir des ondes S et P est de 1.08 et les deux quantités donnent un coefficient de corrélation de 0.67, montrant un accord acceptable entre les estimations $\Delta\sigma$(P) et $\Delta\sigma$(S) (Figure 6.18d). Les résultats de ces évaluations ont permis également de fusionner les estimations à partir des P et S.

Le Tableau 6.1 présente les valeurs moyennes (obtenues à partir des données P et S), des moments sismiques M_0 qui varient de 5.5×10^{14} à 1.6×10^{17} N.m, les rayons des sources varient de 735 à 2266 m, les chutes de contraintes varient de 0.2 à 11 MPa, les fréquences coins (f_c) de 0.8 à 2.4 Hz, et les magnitudes de moment (M_w) de 3.6 à 5.4. Les moments sismiques et les magnitudes de moment des trois plus grands chocs sont comparables aux résultats de Beldjoudi *et al.* [2016] et de quelques organisations internationales de séismologie (ETHZ, INGV, ING).

No	Date (Ye/Mo/Dy)	Origin time (Hr :Mn :Se)	M_d	F_c Hz	Ef_c	M_0 N.m	EM_0	M_w	r m	$\Delta\sigma$ MPa	U m
01	10/05/14	12 :29 :20	5.2	0.8	1.18	1.6e+17	1.25	5.4	2266	05.8	0.32
02	10/05/14	15 :13 :13	4.7	1.5	1.23	4.6e+16	3.65	5.0	1220	11.0	0.33
03	10/05/14	23 :43 :22	4.4	1.4	1.14	7.0e+15	2.31	4.5	1207	01.7	0.05
04	10/05/15	00 :00 :40	4.0	2.2	1.22	1.2e+15	1.87	4.0	0735	01.3	0.02
05	10/05/16	03 :51 :29	4.8	1.3	1.16	1.0e+16	1.72	4.6	1380	01.7	0.06
06	10/05/16	06 :52 :39	5.0	0.9	1.21	1.1e+17	1.69	5.3	1879	07.0	0.32
07	10/05/16	09 :46 :01	4.0	1.8	1.25	1.5e+15	1.86	4.1	1070	00.5	0.01
08	10/05/19	23 :59 :50	4.1	1.7	1.25	5.5e+14	1.93	3.8	0980	00.2	0.01
09	10/05/21	12 :16 :18	4.0	2.4	1.36	9.5e+14	1.78	3.9	0797	00.8	0.02
10	10/05/23	13 :28 :15	5.0	1.0	1.17	7.1e+16	1.42	5.2	1737	05.9	0.25
11	10/05/23	23 :39 :54	4.1	1.6	1.25	4.4e+15	3.09	4.4	1129	01.3	0.04
12	10/05/24	21 :00 :38	4.9	1.3	1.20	9.1e+15	1.51	4.6	1517	01.1	0.04
13	10/05/24	23 :48 :25	4.1	2.2	1.36	9.8e+14	1.40	3.9	1068	00.3	0.01
14	10/05/25	13 :05 :09	4.5	1.5	1.22	1.0e+16	1.97	4.6	1258	02.2	0.07
15	10/05/26	17 :49 :44	4.2	1.5	1.23	1.5e+16	2.03	4.7	1230	03.5	0.10
16	10/05/26	20 :47 :39	4.3	1.5	1.22	6.4e+15	2.05	4.5	1272	01.4	0.04
17	10/05/30	04 :48 :30	4.2	1.8	1.44	2.8e+15	2.07	4.2	1200	00.7	0.02
18	10/05/31	16 :05 :03	4.6	1.6	1.24	5.6e+15	1.49	4.4	1202	01.4	0.04

TABLEAU 6.1 – Valeurs moyennes de f_c, M_0 et r, avec facteur d'erreur multiplicatif (voir section 6.7), et valeurs de M_w et U. N est le numéro de l'événement avec différentes couleurs (voir Figure 2.3 section 2.3.1) ; f_c est la fréquence coin en Hz ; M_0 est le moment sismique moyen en N.m ; r est le rayon moyen de la source en m ; $\Delta\sigma$ est la chute de contrainte en MPa ; U est le déplacement moyen en m.

6.8.1 Les relations d'échelle

Les Figures 6.19 et 6.20 montrent des relations entre quelques paramètres de la source. Il est connu que les relations (lois) d'échelle des sources sismiques fournissent des équations empiriques qui relient les paramètres observables des sources les uns aux autres. Ces relations d'échelle permettent de mieux comprendre la mécanique des séismes [e.g. Blaser *et al.* 2010, Mai et Beroza 2000, Romanowicz 1992, Scholz 2002, Skarlatoudis *et al.* 2016, Wells et Coppersmith 1994].

Le concept d'autosimilarité

Un phénomène de propagation d'ondes auto-similaire est un phénomène pour lequel il n'existe pas d'échelle de longueur ou de temps intrinsèque, de sorte que le phénomène apparaît identique à toutes les échelles d'espace et de temps [Aki et Richards 2002]. L'idée principale de l'autosimilarité est que la longueur et la largeur de la faille, ainsi que la dislocation finale, s'échelonnent ensemble, ou que tous ces paramètres augmentent proportionnellement à la taille du séisme. Le concept d'autosimilarité est basé sur l'hypothèse fondamentale que la physique de la rupture des matériaux est identique pour les grands et les petits séismes. De plus, l'autosimilarité implique que la chute de contrainte en général doit être constante pour tous les séismes puisque la chute de contrainte est proportionnelle au déplacement de la faille divisée par sa longueur [e.g. Lay et Wallace 1995]. Il est largement admis que l'autosimilarité existe pour les séismes modérés. En fait, les grands séismes sont également auto-similaires. Néanmoins, des données controversées provenant de petits événements donnent lieu à une discussion de longue haleine sur la question de savoir si l'autosimilarité est valable pour les petits tremblements de terre [e.g. Abercrombie 1995, Hanks 1982] ou s'il rompt à certaines magnitudes inférieures [e.g. Archuleta *et al.* 1982, Shi *et al.* 1998].

Relation entre le moment sismique (M_0) et la magnitude de la durée (M_d)

La magnitude M_w est la plus utilisée aujourd'hui (liée directement à la source sismique), le CRAAG établi des catalogues en M_d, il est donc nécessaire d'établir un pont entre les deux magnitudes pour la région de Beni-Ilmane, en attendant de développer une relation régionale. La relation empirique entre le moment sismique et la magnitude s'exprime normalement comme suit : $\log M_0 = a.M + b$; où M peut être une magnitude quelconque et a et b sont des constantes.

D'après les données tracées dans la Figure 6.19a, une relation empirique a été estimée

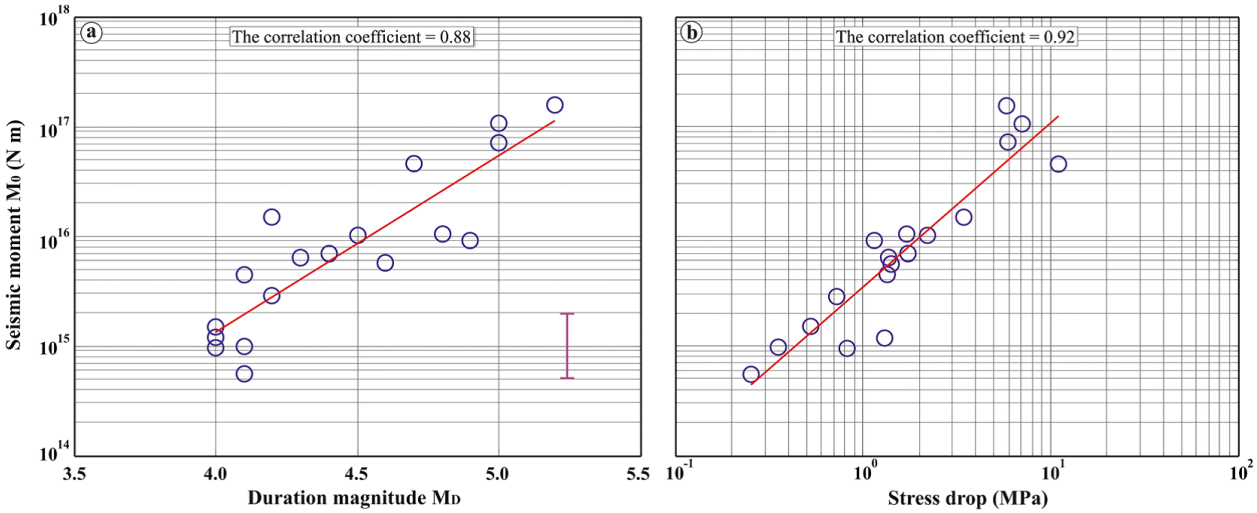


FIGURE 6.19 – Relation entre le moment sismique (M_0) et la magnitude de la durée (M_d) (a). Relation entre le moment sismique (M_0) et le chute de contrainte $\Delta\sigma$. Les lignes droites en a et b sont les lignes de meilleur ajustement aux données par la méthode des moindres carrés avec la barre d'erreur moyenne pour M_0 [Abacha *et al.* 2019].

entre le moment sismique, M_0 et la magnitude de durée, M_d, comme suit :

$$\log M_0 = (1.60 \pm 0.11) M_d + (8.71 \pm 0.04) \tag{6.21}$$

avec un coefficient de corrélation de 0.88 entre M_0 et M_d.

Relation entre le moment sismique (M_0) et le chute de contrainte ($\Delta\sigma$)

Une relation empirique a été estimée entre le moment sismique, M_0 et la chute de contrainte $\Delta\sigma$ donné comme suit :

$$\log M_0(P,S) = (1.50 \pm 0.12) \log \Delta\sigma + (15.53 \pm 0.05) \tag{6.22}$$

Le coefficient de corrélation de 0.92 entre M_0 et $\Delta\sigma$ indique que les données présentent un degré élevé de corrélation linéaire.

La Figure 6.19b montre que la tendance de la chute de contrainte augmente lorsque le moment sismique augmente dans la gamme de 5.5×10^{14} à 1.5×10^{16} N.m. Mais lorsque le moment sismique dépasse 10^{16}, la chute de contrainte devient indépendante du moment.

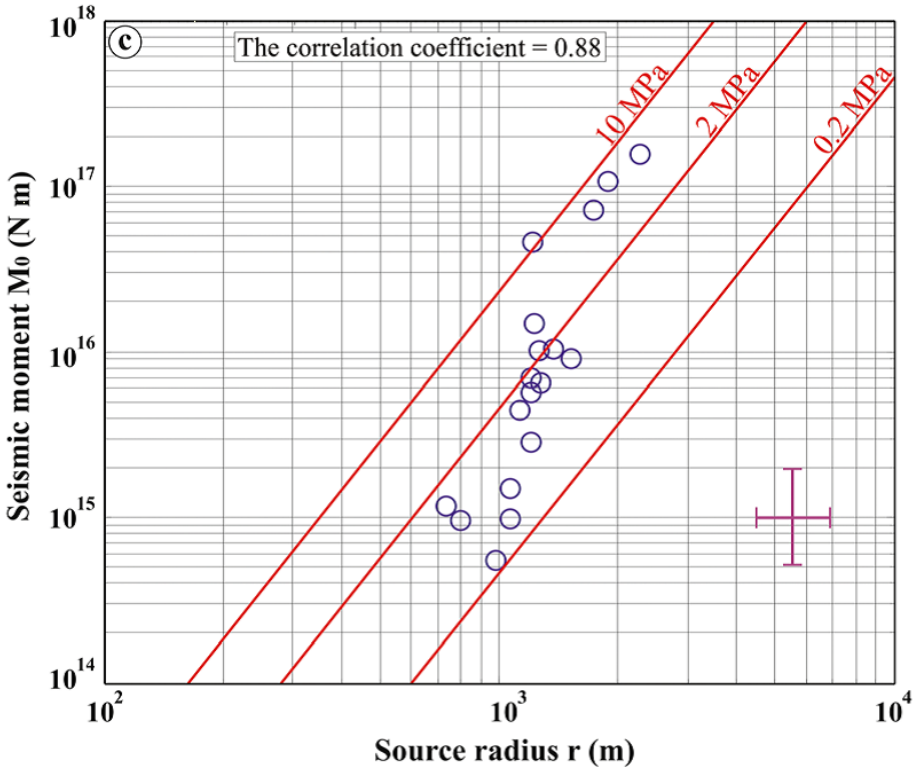


FIGURE 6.20 – Relation entre le moment sismique (M_0) et le rayon de la source r. Les lignes de chute de contrainte constante sont représentées par des lignes droites rouges et les barres d'erreur moyennes

Rayon de la source (r) en fonction du moment sismique (M_0)

La Figure 6.20 illustre la variation du rayon de la source en fonction du moment sismique pour les 18 événements de la séquence de Beni-Illmane. Les courbes linéaires correspondantes à des chutes de contraintes statiques de 2, 20 et 100 bars sont également tracées (1Pa=10^{-5} bar). Les dimensions de la source en termes de rayon de la faille circulaire varient de près de 700 à 2000 m. La tendance observée est une augmentation du rayon de la faille avec l'augmentation du moment sismique, la relation obtenue pour M_0 en fonction de r est la suivante :

$$\log M_0(P,S) = (5.35 \pm 0.35)\log r - (0,69 \pm 0,04) \tag{6.23}$$

Le coefficient de corrélation de 0.88 indique une bonne corrélation entre ces événements.

La pente générale de la ligne de régression de la Figure 6.20 est m = 5.3, c'est-à-dire supérieure à la valeur attendue de 3. Un examen détaillé suggère que $m \approxeq 3$ pour les événements dont le moment sismique est supérieur à $\sim 2 \times 10^{16}$ N.m ($M_w > 5$), avec une pente

beaucoup plus grande pour les séismes dont le moment sismique est inférieur à $\sim 2\times10^{16}$ N m. Plusieurs auteurs ont trouvé des résultats similaires [e.g. Archuleta *et al.* 1982, Centamore *et al.* 1997]. Ainsi et malgré une diffusion légère, les événements avec des moments sismiques supérieurs à $\sim 2\times10^{16}$ N.m, ont des chutes de contraintes qui sont peu ou prou constantes autour de 6 MPa, alors que les séismes avec $M_0 <\sim 2\times10^{16}$ N.m ont des chutes de contraintes qui diminuent avec la diminution du moment. Ce comportement si différent de la chute de contrainte, et est très probablement dû à l'effet de l'atténuation près de la surface qui agit comme un filtre passe-bas (voir section 6.3.2). En conclusion, l'autosimilarité semble être généralement approuvée.

Implication pour le séisme de Melouza en 1960

Nous avons appliqué ces lois d'échelle pour déterminer les paramètres de la source du séisme de Melouza (maintenant Beni-Ilmane) du 21 février 1960 [Benouar 1994]. Cet événement est d'un intérêt particulier car son épicentre était proche de l'événement de 2010 à Beni-Ilmane, et son épicentre macrosismique est proche de cette ville. L'événement de 1960 avait une magnitude $M_d = 5.6$ selon le catalogue du CRAAG et une estimation de $M_s = 5.0$ [Benouar 1994]. L'intensité maximale était de VIII (MSK); le séisme a fait 47 morts, 129 blessés et environ 600 maisons détruites, ce qui a laissé 4900 sans-abri. Étant donné $M_d = 5.6$, nous avons obtenu un moment sismique $M_0 = 5\times10^{17}$ N.m, une magnitude de moment $M_w = 5.8$, un rayon de source $r = 2.7$ km, et une chute de contrainte $\Delta\sigma = 1.5$ MPa. Cette valeur semble trop élevée compte tenu de l'intensité VIII obtenue; nous soupçonnons une surestimation de la magnitude M_d. Pour vérifier cette hypothèse, en utilisant la magnitude $M_s = 5$ [Benouar 1994], nous avons appliqué une relation pour la conversion de M_s en $\log(M_0)$ qui est appropriée pour la zone européenne fournie par Ambraseys et Free [1997], nous avons obtenu une valeur du moment $M_0 = 1.25\times10^{17}$ N.m qui donne en appliquant nos lois d'échelle des valeurs de $M_d = 5.2$ et $\Delta\sigma = 5.8$ MPa.

6.9 Paramètres de source et les lois l'échelle de la séquence sismique de Béjaia-Babors 2012-2013

Dans cette étude, nous estimons les paramètres de la source des 29 événements les plus importants ($M_d \geqslant 3$) de la séquence sismique de Béjaia-Babors 2012-2013, y compris trois chocs avec $M_d \geqslant 5$, sur la base des spectres de déplacement des ondes P et S. Les données brutes ont été extraie des stations large bande permanentes du réseau séismologique numérique national (ADSN).

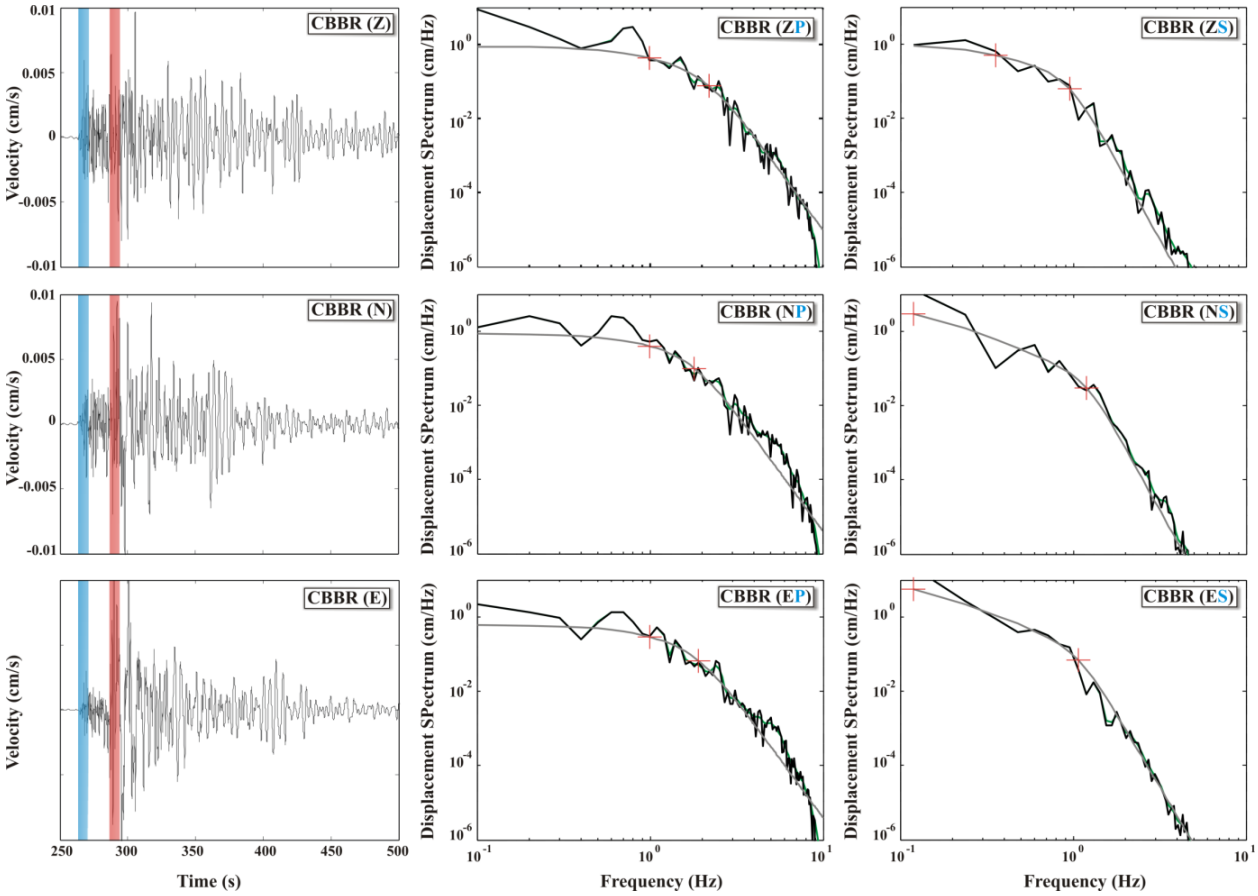


FIGURE 6.21 – Exemple de spectres de déplacement à la station CBBR. Panneau de gauche : sismogrammes de vitesse à trois composantes corrigés instrumentalement de la secousse principale du 19 mai 2013 ($M_d = 5.3$). Les zones ombrées en bleu et en rouge indiquent les fenêtres temporelles utilisées pour les trains d'ondes P et S respectivement. Panneaux du milieu et de droite : Spectres de déplacement des sismogrammes présentés (ondes P, panneau central et ondes S, panneau de droite). La ligne grise représente le spectre ajusté. Les croix rouges représentent les représentent les valeurs Ω_0 et f_c.

La Figure 6.21 montre un exemple d'un spectre de déplacement d'un seul évènement à la station CBBR. Plus de 1000 spectres ont été utilisés dans l'estimation des paramètres de la source en faisant la moyenne des paramètres calculés à partir des ondes P et S et en moyennant également sur toutes les stations sismologiques.

Le Tableau 6.2 présente les paramètres de la source estimée, à savoir, la fréquence coin f_c, le moment sismique M_0, le rayon de la source r, la chute de contrainte $\Delta\sigma$, la magnitude de moment M_w et le déplacement moyen U. Le Tableau 6.2 présente les valeurs moyennes (obtenues à partir des données P et S), Les valeurs des moments sismiques M_0 varient de 1.6×10^{13} à 9.1×10^{16} N.m, les rayons des sources (r) varient de 286 à 1891 m, les chutes de contraintes varient de 0.1 à 5.9 MPa, les fréquences coins (f_c) de 0.9 à 9.1 Hz, et les magnitudes de moment (M_w) de 2.7 à 5.3.

Relation entre le moment sismique (M_0) et la magnitude de la durée (M_d)

Selon les données reportées sur la Figure 6.22, une relation empirique a été estimée entre le moment sismique, M_0 et la magnitude de durée, M_d, comme suit :

$$\log M_0 = (1.50 \pm 0.04) M_d + (9.01 \pm 0.02) \tag{6.24}$$

avec un coefficient de corrélation de 0.98 entre M_0 et M_d. Les cercles bleus sont les évènements avec un $M_d < 3.3$, et un moment inferieur à 10^{14} N.m.

Relation entre le moment sismique (M_0) et le chute de contrainte ($\Delta\sigma$)

Une relation empirique a été estimée entre le moment sismique, M_0 et la chute de contrainte $\Delta\sigma$ comme suit :

$$\log M_0(P,S) = (1.71 \pm 0.14) \log \Delta\sigma + (15.52 \pm 0.07) \tag{6.25}$$

Le coefficient de corrélation de 0.94 entre M_0 et $\Delta\sigma$ indique que les données présentent un degré élevé de corrélation linéaire.

La Figure 6.22 montre que la tendance de la chute de contrainte augmente lorsque le moment sismique augmente dans la gamme de 10^{14} à 10^{17} N.m. Néanmoins, une dispersion notable est enrégistrée pour les cercles blues qui représente le moment inférieur à 10^{14} N.m donc les petits séismes de magnitude $M_w < 3.0$. Pour cela nous avons élaboré la relation d'échelle que pour les évènements $M_w > 3.3$.

ID	No	Date (Ye/Mo/Dy)	Origin time (Hr :Mn :Se)	M_d	F_c Hz	M_0 N.m	M_w	r m	$\Delta\sigma$ MPa	U m
	01	12/11/28	23 : 15 : 26	5.1	1.0	5.3e+16	5.1	1747	4.3	0.180
	02	12/11/28	23 : 20 : 17	4.7	1.1	5.6e+15	4.4	1352	1.0	0.030
C1	03	12/11/28	23 : 50 : 46	4.6	1.2	9.3e+15	4.6	1321	1.8	0.060
	04	12/12/18	15 : 28 : 31	3.0	9.0	4.8e+13	3.1	0168	4.4	0.020
	05	13/02/16	10 : 47 : 59	3.3	3.0	1.9e+14	3.5	0506	0.6	0.010
	06	13/02/20	03 : 31 : 53	3.5	3.0	2.7e+14	3.6	0804	0.2	0.004
C2	07	13/02/22	12 : 30 : 47	4.3	1.4	3.2e+15	4.3	1092	1.1	0.030
	08	13/02/22	18 : 36 : 05	3.4	1.9	2.2e+14	3.5	0814	0.2	0.004
	09	13/02/23	15 : 30 : 53	3.9	1.6	9.7e+14	3.9	0958	0.5	0.011
	10	13/03/01	18 : 43 : 17	3.9	1.8	1.2e+15	4.0	0833	0.9	0.019
	11	13/05/19	09 : 07 : 26	5.3	0.9	9.1e+16	5.2	1891	5.9	0.270
	12	13/05/19	09 : 15 : 44	3.0	5.2	4.4e+13	3.0	0292	0.8	0.005
	13	13/05/19	16 : 33 : 54	3.2	5.2	6.0e+13	3.1	0208	1.1	0.008
	14	13/05/19	17 : 21 : 10	3.0	5.5	3.6e+13	3.0	0272	0.8	0.005
	15	13/05/25	21 : 16 : 11	3.3	1.7	2.9e+14	3.6	0916	0.2	0.004
	16	13/05/26	16 : 00 : 55	5.0	1.2	3.8e+16	5.0	1812	2.8	0.123
	17	13/05/26	16 : 51 : 59	3.0	2.4	4.9e+13	3.1	0643	0.1	0.001
	18	13/05/26	16 : 53 : 06	3.0	8.3	3.7e+13	3.0	0232	1.3	0.007
	19	13/05/26	17 : 16 : 25	3.0	6.2	2.0e+13	2.8	0310	0.3	0.002
C3-C4	20	13/05/26	17 : 37 : 07	3.0	9.1	2.6e+13	2.9	0212	1.2	0.006
	21	13/05/26	20 : 08 : 19	3.0	4.9	4.1e+13	3.0	0294	0.7	0.005
	22	13/05/26	20 : 14 : 56	3.3	5.6	1.8e+13	2.8	0344	0.2	0.002
	23	13/05/26	20 : 39 : 51	3.0	4.4	6.0e+13	3.1	0344	0.6	0.005
	24	13/05/27	12 : 33 : 29	3.3	2.7	1.1e+14	3.3	0556	0.3	0.004
	25	13/05/27	12 : 45 : 32	3.2	8.0	3.8e+13	3.0	0182	2.7	0.012
	26	13/05/27	17 : 04 : 19	3.5	1.7	2.1e+14	3.5	0850	0.1	0.003
	27	13/05/27	21 : 07 : 26	3.0	3.0	2.1e+13	2.8	0448	0.1	0.001
	28	13/05/28	00 : 14 : 03	3.1	4.9	3.3e+13	2.9	0302	0.5	0.004
	29	13/05/30	02 : 34 : 01	3.1	5.1	1.6e+13	2.7	0286	0.3	0.002

TABLEAU 6.2 – Valeurs moyennes de f_c, M_0, r, M_w et U. N est le numéro de l'événement avec différentes couleurs (voir Figure 4.15 section 4.8.2) ; f_c est la fréquence coin en Hz ; M_0 est le moment sismique moyen en N.m ; r est le rayon moyen de la source en m ; $\Delta\sigma$ est la chute de contrainte en MPa ; U est le déplacement moyen en m.

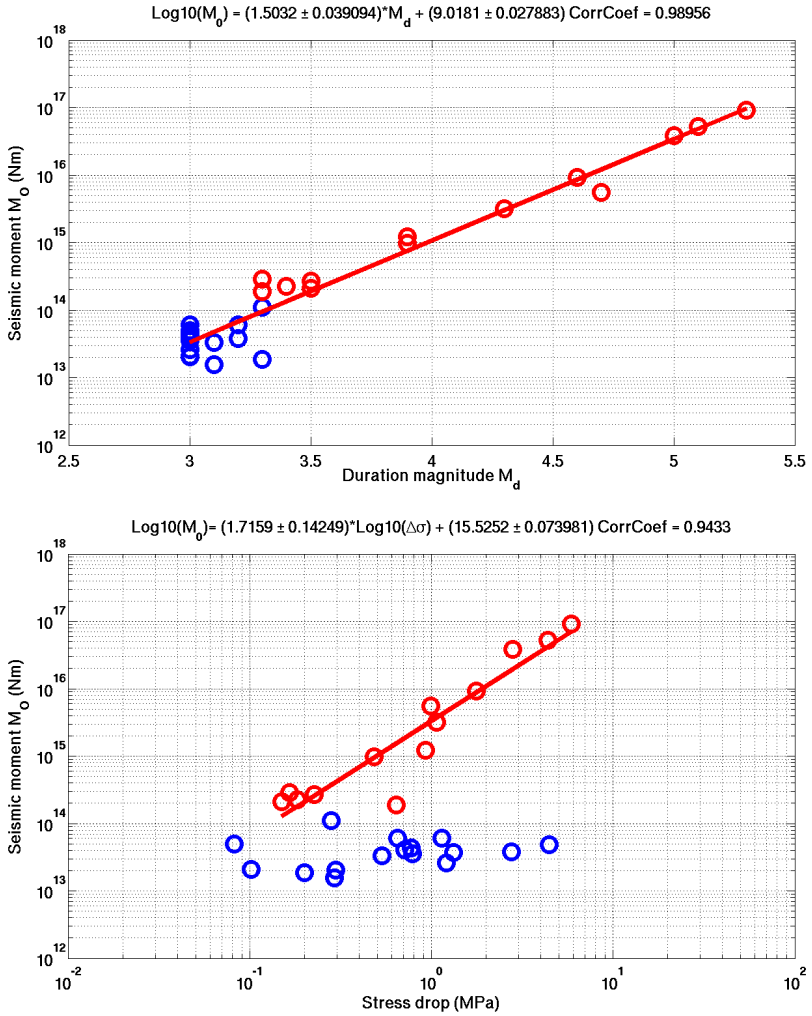


FIGURE 6.22 – Relation entre le moment sismique (M_0) et la magnitude de durée (M_d). Relation entre le moment sismique (M_0) et la chute de contrainte ($\Delta\sigma$).

Rayon de la source (r) en fonction du moment sismique (M_0)

La Figure 6.23 montre la variation du rayon de la source en fonction du moment sismique pour les 29 événements séparés par des couleurs différentes autour de 10^{14} N.m. Les courbes linéaires correspondant à des chutes de contraintes statiques de 1, 10 et 100 bars sont également tracées. Les dimensions de la source en termes du rayon de la faille circulaire varient de près de 200 à 2000 m. La tendance observée est une augmentation du rayon de la faille avec l'augmentation du moment sismique, la relation obtenue pour M_0 en fonction de r est la suivante :

$$\log M_0(P,S) = (5.44 \pm 0.42)\log r - (1.16 \pm 0.06) \tag{6.26}$$

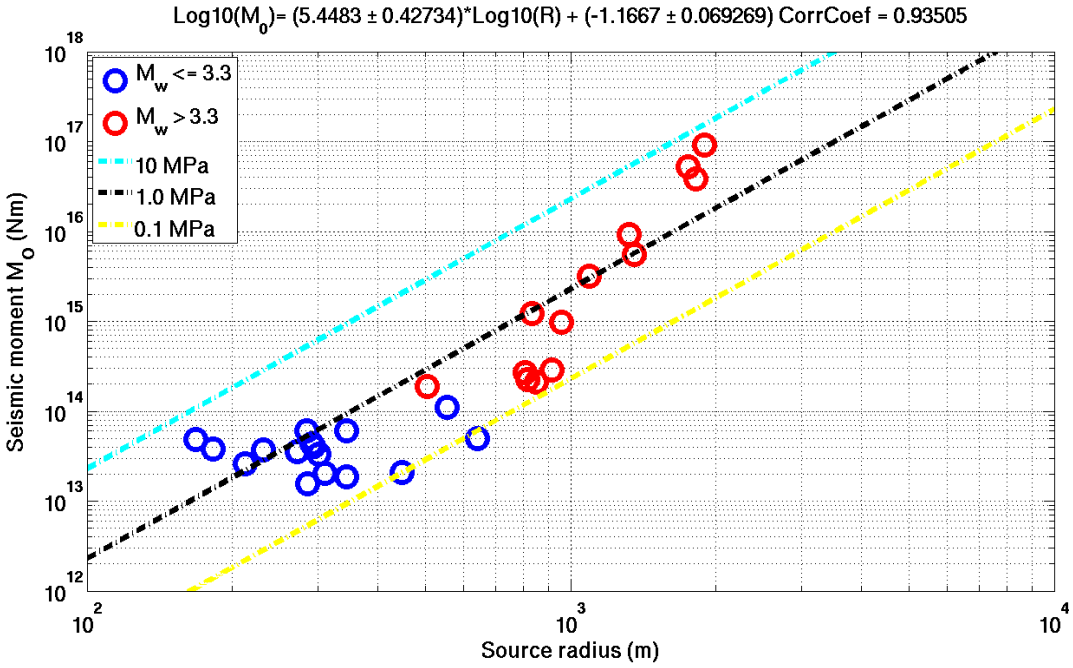


FIGURE 6.23 – Relation entre le moment sismique (M_0) et le rayon de la source r. Les lignes de chute de contrainte constante sont représentées par des lignes droites.

Le coefficient de corrélation de 0.93 indique une bonne corrélation entre ces événements (cercles rouges).

Les séismes avec $M_0 > 10^{14}$ N.m (rouge) ont des chutes de contraintes qui diminuent avec la diminution du moment. La rupture de la tendance est enregistrée pour les évènements en cercles blues, qui représente les petits évènements très impactés par l'atténuation près de la surface. En effet, au fur et à mesure que la fréquence coin devient plus élevée, une partie importante de l'énergie passe dans les hautes fréquences. La couche proche de la surface atténue alors considérablement le signal, et le spectre représente alors l'enveloppe du filtre proche de la surface plutôt que le spectre de la source elle-même. Il s'ensuit qu'aucun spectre d'un événement réel enregistré à la surface du sol ne peut dépasser l'enveloppe du filtre proche de la surface. De plus, cela signifie qu'il est impossible de mesurer la véritable fréquence coin de la source sans corriger le spectre enregistré pour tenir compte de l'atténuation proche de la surface. Les mesures simples des fréquences coin donnent des pseudo-fréquences coin qui sont significativement différentes des vraies. L'autosimilarité est préservée pour les évènements en rouges, en revanche la rupture de ce concept pour les évènements blues est due, fort probable, à l'atténuation, il faut donc trouver un moyen pour corriger l'effet de près surface.

Date (Ye/Mo/Dy)	Origin time (Hr :Mn)	M	MT Inversion		Scaling Relations			
			M_0	M_w	M_0	M_w	r	$\Delta\sigma$
1949/02/17	$21h00m$	$M_s = 4.7$	- - -	- - -	00.60e+17	5.1	1962	05.47
1974/06/28	$11h09m$	$M_s = 5.0$	- - -	- - -	01.04e+17	5.3	2171	07.59
2000/11/10	$20h10m$	$M_s = 5.5$	4.10e+17	5.70	02.96e+17	5.6	2633	14.06
2006/03/20	$19h44m$	$M_d = 5.6$	0.59e+17	5.10	00.45e+17	5.1	1861	04.62
2021/03/18	$00h04m$	$M_d = 6.0$	9.66e+17	5.96	10.21e+17	6.0	3304	29.12
2021/03/18	$00h17m$	$M_d = 5.1$	0.58e+17	5.15	00.63e+17	5.2	1984	05.67
2021/11/28	$08h52m$	$M_d = 4.0$	0.70e+15	3.90	01.38e+15	4.0	0983	00.60

TABLEAU 6.3 – Les paramètres de la source de quelque séisme récent et historique dans la région de Béjaia-Babors. M_0 est le moment sismique en N.m ; r est le rayon de la source en m ; $\Delta\sigma$ est la chute de contrainte en MPa ;

Implication pour des séismes historiques et récent dans la région de Béjaia-Babors

Nous avons appliqué ces lois d'échelles pour déterminer les paramètres de la source de quelque séisme historique (Tableau 6.3) notamment le cas de la source du tremblement de terre $M_s = 4.7$ de Kherrata le 17 février 1949 [Meghraoui 1988, Rothé 1950]. Le séisme de 1949 a produit un mouvement inverse qui a entraîné une rupture de surface de 50 m de long et un déplacement vertical de 30 cm [Rothé 1950]. Il reste un séisme intriguant car il a une taille *« modéré ! »* mais d'après Rothé [1950], il a causé un soulèvement de 30 cm ! Invraisemblable vu l'énergie libéré par un séisme de cette magnitude. Néanmoins, les lois d'échelle permettaient de revisiter le séisme de l'angle des paramètres que nous pouvions attribuer à la source.

Les lois d'échelle ont été testées également avec un séisme récent le plus fort jamais enregistré dans la région de Béjaia-Babors, produit le 18 Mars 2021 avec une magnitude $M_d = 6$, nous avons réalisé une inversion des formes d'onde (voir Tableau 4.2 et les Figures en Annexe C) et les paramètres de la source sont très proche à ceux déduit des lois d'échelles.

6.10 Les paramètres de source des séismes modérés récents

Le Tableau 6.4 montre les résultats des paramètres de la source calculé pour quelque séismes modérés qui se sont produits récemment dans différentes régions du pays tels que : les séismes de 2007 généré dans le bassin de Médéa, les séismes de Hammam Melouane en 2013, 2014 et 2016 généré dans la bordure sud du bassin de Mitidja, les séismes de Ain Azel en 2015 produite dans la partie Sud-Est du mont d'El-Hodna, les séismes de 2014 et 2019 généré par les failles offshore de Jijel, le séisme de 2017 généré par la faille de Mcid Aïcha-Debbagh et enfin les séismes de 2020 généré par la faille d'El Aouana.

Il faut noter que l'utilisation de nos programmes MATLAB pour ces évènements individuels sont été récompensé par trois publication de rang "A" : dans la revue *Journal of African Earth Sciences* [Yelles-Chaouche *et al.* 2021], dans la revue *Geosciences Journal* [Bendjama *et al.* 2021], dans la revue *Pure and Applied Geophysics* [Dabouz *et al.* 2021].

Région	Date (Ye/Mo/Dy)	Origin time (Hr :Mn :Se)	M_d	F_c Hz	Ef_c	M_0 N.m	EM_0	M_w	r m	$\Delta\sigma$ MPa	U m
Médéa	2007/05/08	06 : 56 : 34	4.8	1.78	1.39	4.7e+15	2.42	4.4	1050	1.77	0.05
	2007/08/21	14 : 58 : 42	4.7	2.20	1.34	1.0e+15	1.49	4.0	0847	0.79	0.01
	2007/08/22	18 : 08 : 35	5.2	1.66	1.36	8.1e+15	1.69	4.6	1136	2.42	0.07
HM	2013/07/17	03 : 00 : 52	5.1	1.46	1.09	4.1e+16	1.39	5.0	1406	6.60	0.23
	2014/12/23	08 : 00 : 00	4.9	1.95	1.28	1.3e+16	1.42	4.7	1048	5.06	0.13
	2014/12/23	08 : 59 : 03	4.7	2.50	1.31	0.3e+16	1.42	4.3	0821	2.48	0.05
	2016/02/10	01 : 12 : 14	4.7	1.53	1.23	0.6e+16	1.17	4.5	1341	1.12	0.04
AïnAzel	2015/03/15	11 : 22 : 10	4.5	1.08	1.11	1.3e+16	1.25	4.7	1491	1.83	0.06
	2015/03/17	21 : 14 : 08	4.3	1.25	1.15	0.6e+16	1.28	4.5	1283	1.40	0.04
	2015/03/18	23 : 31 : 00	4.2	1.73	1.16	0.1e+16	1.35	4.0	0922	0.78	0.02
	2015/03/21	22 : 55 : 55	4.8	0.95	1.15	3.0e+16	1.26	4.9	1674	3.49	0.11
MAD	2017/03/05	01 : 46 : 53	4.6	0.91	1.18	1.3e+16	1.66	4.7	1516	1.60	0.06
Jijel	2014/03/25	00 : 12 : 47	4.1	3.36	1.20	2.0e+15	1.36	4.1	0585	6.21	0.08
	2019/07/13	09 : 56 : 35	4.9	1.72	1.11	3.0e+16	1.41	5.0	1188	7.86	0.23
Aouana	2020/01/24	07 : 24 : 17	4.9	1.26	1.07	3.9e+16	1.18	5.0	1624	3.96	0.16
	2020/02/21	02 : 55 : 17	4.3	1.89	1.09	0.5e+16	1.24	4.4	1082	1.72	0.05

TABLEAU 6.4 – Paramètres de la source de quelque séismes modérés qui se sont produits dans la partie Nord-Est et Nord-Centrale de l'Algérie obtenus par analyse spectrale. HM : Hammam Melouane, MAD : Mcid Aïcha-Debbagh

6.11 Conclusion

L'étude est consacrée à l'estimation et l'interprétation des paramètres de source des séquences sismiques de magnitude faible à modérée pour les deux régions de l'Est de l'Algérie, à savoir la région de Beni-Ilmane et la région de Bejaia-Babors, ainsi que les chocs principaux de plusieurs événements récents (2010-2021), nous avons reporté sur la même Figure 6.24 tous les paramètres calculés dans l'Est Algérien.

Nous avons observé (Figure 6.24) de faibles valeurs de chute de contrainte entre 0.1 et 10 MPa pour les séismes locaux enregistrés par les stations ADSN large bande. La chute de contrainte maximale est de 11 MPa pour un tremblement de terre à Beni-Ilmane de magnitude $M_w = 5$ avec une profondeur focale de 6 km.

Les relations d'échelle entre les paramètres de source (M_0 .vs. M_d), (M_0 .vs. r) et (M_0 .vs. $\Delta\sigma$) des séismes de cette étude dans l'Est de l'Algérie sont données par :

$$\log M_0 = (1.47 \pm 0.008) * M_d + (9.14 \pm 0.005) \tag{6.27}$$

$$\log M_0 = (4.90 \pm 0.061) * \log r + (0.71 \pm 0.008) \tag{6.28}$$

$$\log M_0 = (1.30 \pm 0.016) * \log \Delta\sigma + (15.30 \pm 0.008) \tag{6.29}$$

Du point de vue des applications du génie sismique, cette étude a fourni des informations sur les lois d'échelle et plus particulièrement les paramètres de la source sismique (f_c, f_{max}, M_0, M_w, $\Delta\sigma$, r, et U). Ces paramètres physiques de la source sismique constituent des ingrédients importants pour l'estimation des mouvements forts du sol en utilisant des modèles de source stochastiques, la prédiction de la taille du séisme, la simulation numérique des ruptures ou la connaissance du temps de retour moyen des séismes.

Il semble clair, d'après ce qui précède, que la rupture apparente de la chute de contrainte constante des tremblements de terre dans l'Est de l'Algérie n'est pas liée aux propriétés des sources sismiques elles-mêmes, mais l'effet d'une atténuation importante près de la surface. Un certain nombre de chercheurs, dont [e.g. Abercrombie 1995, Hanks 1982, Hough 1996] remettent en question la rupture de l'autosimilarité en raison d'une forte atténuation dans les roches proches de la surface qui tend à obscurcir les mesures des fréquences de coin pour les petits séismes. Anderson et Hart [1978] a démontré que l'atténuation près de la surface

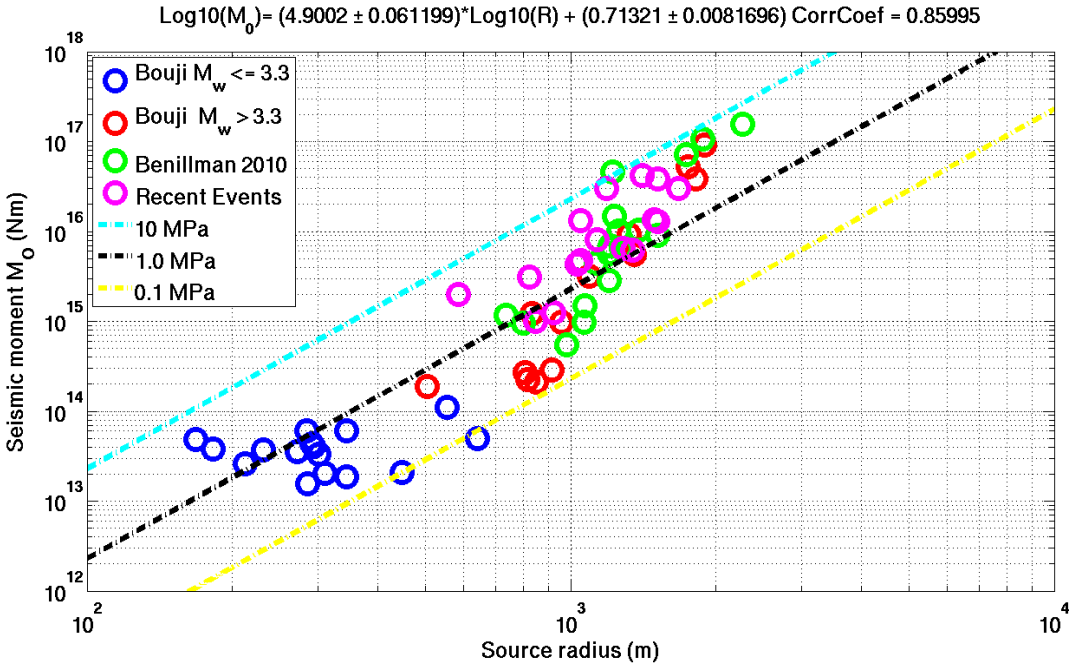


FIGURE 6.24 – Paramètres de la source des différentes séquences sismiques de la période 2010-2021 de la partie Nord-Est et Nord-Centrale de l'Algérie obtenus par analyse spectrale.

pourrait, en théorie, éliminer l'énergie à haute fréquence et causer la rupture apparente de l'échelle des chutes de contraintes. La question se pose de savoir s'il est possible de corriger l'atténuation près de la surface ?

Plusieurs études ont tenté de corriger l'atténuation sur l'ensemble du trajet et sur le site local en utilisant une Fonction de Green Empirique [e.g. Domański et Gibowicz 2008, Frankel et Clayton 1986, Frankel et Kanamori 1983, Frankel et Wennerberg 1989, Hough et Jones 1997, Hough et Dreger 1995, Hutchings et Wu 1990, Li et Thurber 1988, Mueller 1985, Shi *et al.* 1998].

Chapitre 7

Des petits séismes pour comprendre les gros

7.1 Introduction

L'un des problèmes fondamentaux auxquels sont confrontés les sismologues est de savoir comment distinguer les effets de la source, du trajet et du site dans les sismogrammes. Ce problème est peut-être le plus grave dans l'étude des petits tremblements de terre parce que les fréquences plus élevées nécessaires pour définir les sources plus petites sont plus affectées par l'atténuation le long du trajet et par les effets de site près de la surface. L'inversion des formes d'onde nécessite la connaissance de la réponse du milieu aux impulsions de glissement dans la région source (fonctions de Green). Une solution consiste à utiliser les formes d'onde des répliques comme fonctions de Green empiriques. Ce chapitre est consacré à l'étude de la source sismique. Nous expliquerons comment, en se servant des petits séismes, on peut remonter aux paramètres de la source des plus gros. Les signaux des petits séismes sont utilisés comme des fonctions de Green pour représenter la fonction de propagation des ondes.

La méthode des fonctions de Green empiriques a tout d'abord été proposée par Hartzell [1978] pour la simulation des mouvements forts puis utilisée par Mueller [1985] pour l'inversion des sources sismiques. Depuis, de très nombreuses études se basent sur cette méthode pour étudier la source sismique [e.g. Abercrombie et Rice 2005, Boatwright 1980, Domański et Gibowicz 2008, Frankel et Clayton 1986, Frankel et Kanamori 1983, Frankel et Wennerberg 1989, Hough et Jones 1997, Hough et Dreger 1995, Hutchings et Wu 1990, Li et Thurber 1988, Shi *et al.* 1998, Viegas *et al.* 2010]

7.2 La méthode de fonctions de Green empirique

Dans la méthode précédente (Chapitre 6), nous avons souligné à plusieurs reprises l'impact des corrections apportés aux atténuations et aux effets de sites sur les paramètres de la source estimés. La durée déterminée de la thèse n'offre pas l'occasion d'explorer en profondeur une autre méthode. Néanmoins, nous avons eu des résultats préliminaires très prometteurs après la mise en œuvre de la méthode EGF (*Empirical Green Function*) qui a la particularité de s'affranchir des contraintes de l'atténuation et des effets de site. Cette méthode ne nécessite pas de relations d'atténuation *a-priori*, par contre elle a besoin de(s) petit(s) séisme(s) qui puisse(nt) être assimilé(s) à une fonction de Green empirique sous certaines conditions. Les effets des instrumentations et de la propagation sont éliminés par la déconvolution des EGFs du choc principal, ne laissant ainsi que le signal de la source sismique. Le processus de déconvolution dans le domaine temporel devient un processus de division spectrale dans le domaine fréquentiel.

Dans le domaine temporel, le déplacement $U(t)$ de gros séisme est obtenu par le produit de convolution entre le signal $u(t)$ du petit séisme utilisé comme EGF et une fonction source numérique temporelle $R(t)$:

$$U(t) = R(t) * u(t) \tag{7.1}$$

où la fonction source numérique temporelle $R(t)$ permet de décrire l'évolution temporelle de la rupture du gros séisme en introduisant des décalages temporels t_i entre chaque sous événements, et s'écrit :

$$R(t) = k \sum_{i=0}^{n-1} \delta(t - t_i) \tag{7.2}$$

Dans le domaine fréquentiel, le spectre de Fourier de gros séisme $U(f)$ s'écrit comme le produit des spectres de Fourier de la fonction source numérique temporelle $R(f)$ et du petit séisme $u(f)$ (relation (7.3)) :

$$U(f) = R(f) \cdot u(f) \tag{7.3}$$

Pour être en accord avec les lois d'échelle, il faut que les spectres en déplacement du petit et du gros séisme respectent tous les deux modèles en f^{-2} (ou ω^{-2}) (Figure 7.1), et la fonction source numérique $R(f)$ doit avoir un contenu spectral égal au rapport des spectres du gros et

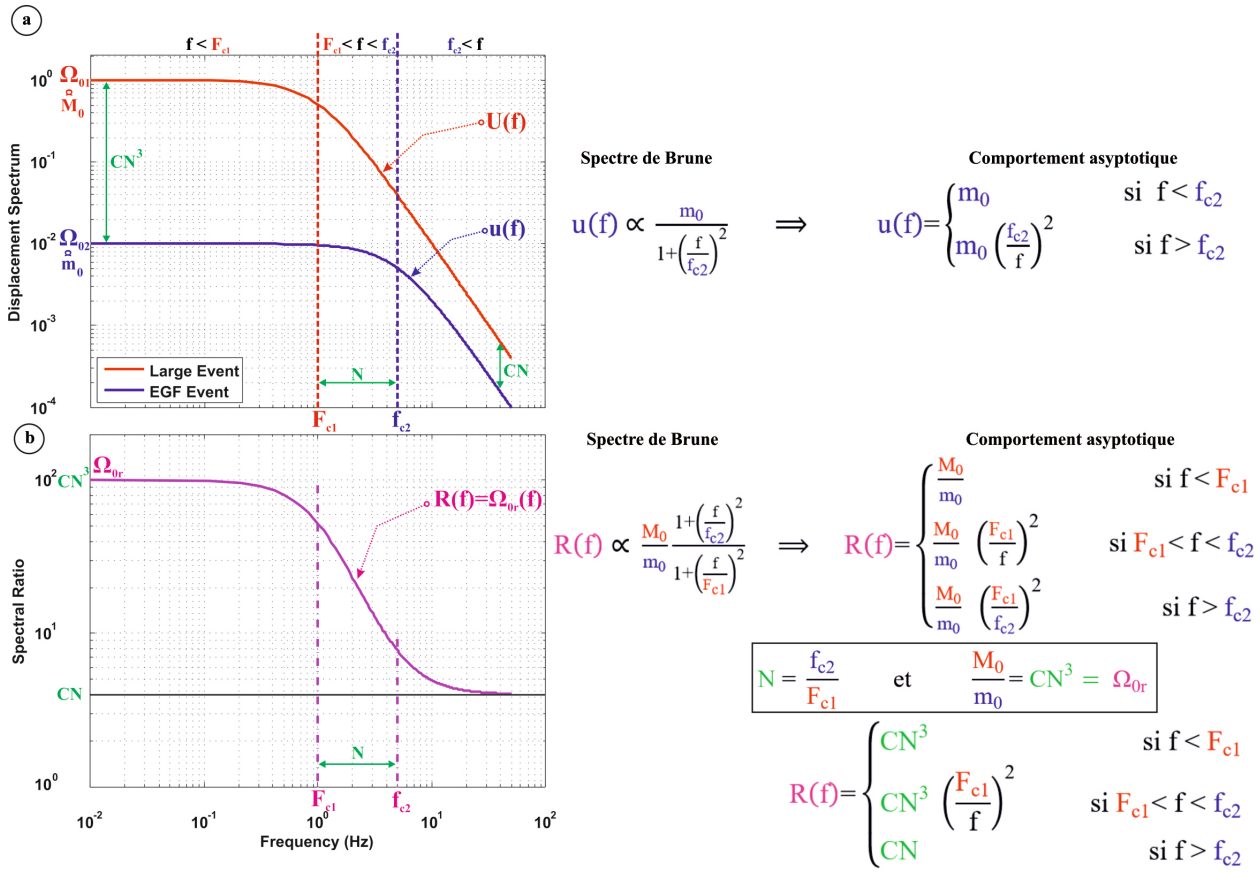


FIGURE 7.1 – Spectres en déplacement du petit séisme (EGF) (en bleu) et du gros séisme (en rouge) (a) ; Spectre source de référence (en violet) égal au rapport des spectres du gros séisme et de la EGF (b) .

petit (EGF) séismes (Figure 7.1) :

$$R(f) = U(f)/u(f) \tag{7.4}$$

A partir des relations précédentes, il est alors possible de définir un modèle de référence pour la fonction source numérique dans le domaine spectral :

$$R(f) \text{ ou } \Omega_{0r}(f) = \Omega_{0r}\left[\frac{1+\left(\frac{f}{f_{c2}}\right)^{\gamma n}}{1+\left(\frac{f}{F_{c1}}\right)^{\gamma n}}\right]^{\frac{1}{\gamma}} \tag{7.5}$$

où $\Omega_{0r}(f)$ est le rapport spectral de l'amplitude du déplacement ; f est la fréquence ; et γ et n sont des constantes qui contrôlent la forme de la courbure du spectre autour de la fréquence coin et de la chute de la haute fréquence, respectivement. Si $n = 2$ et $\gamma = 1$,

l'équation (7.5) est la forme spectrale proposée par Brune [1970] (Figure 7.1). Boatwright [1980] a proposé une version modifiée de la forme spectrale avec $\gamma = 2$.

L'une des limites de la méthode EGF est l'exigence d'un petit séisme approprié. Pour que l'enregistrement d'un petit séisme puisse être assimilé à une fonction de Green empirique, il doit répondre à un certain nombre de critères :

- Avoir la même localisation que le gros séisme, de sorte que les ondes parcourent le même chemin ;
- Il doit avoir un mécanisme focal similaire, de sorte que la polarisation et l'amplitude des ondes sismiques soient similaires ;
- Il doit être inférieur d'au moins un ordre de magnitude, de sorte que la fonction source-temps puisse être considérée comme une fonction δ par rapport à la fonction source-temps du gros séisme d'intérêt ;
- Avoir un bon rapport signal-sur-bruit. Ce critère est en lien avec le choix de la magnitude du petit séisme qui doit constituer un bon compromis entre le fait de choisir un séisme suffisamment gros pour que ses enregistrements ne soient pas dominés à basses fréquences par la présence de bruit sismique et le fait de ne pas choisir un séisme trop gros afin qu'il puisse toujours être assimilé à un point-source.

La vérification des deux premiers critères peut se faire par comparaison des formes d'onde. Si les formes d'onde sont similaires, alors les deux séismes ont la même origine, source sismique, et le même mécanisme de faille. La sélection des paires de séismes d'EGF est basée sur le coefficient de cross-corrélation, nous utilisons des paires de séismes avec un coefficient de cross-corrélation $\geqslant 0.6$ (Chapitre 4 section 4.6). Un exemple sur la séquence sismique de Mila de 2020 est illustré dans la Figure 7.2.

Après la sélection des paires de séismes EGF (ex : panneau à droite de la Figure 7.2), les spectres de déplacements présentés sur la Figure 7.3a sont calculés pour les deux séismes (nous suivons la même démarche que nous avons utilisée dans la section 6.4). Nous calculons ensuite le rapport spectral entre les deux séismes (Figure 7.3b), et pour stabiliser la division spectrale nous effectuons la division spectrale complexe et obtenir la fonction temporelle de la source du séisme par transformation de Fourier inverse du rapport spectral complexe dans le domaine temporel. Une impulsion de source claire indique que le séisme EGF est bon en amplitude et en phase (Figure 7.3c).

Avant de procéder à l'inversion, le rapport spectral est ensuite ré-échantillonné à des intervalles égaux sur une échelle logarithmique ; $\Delta(\log f) = 0.025$; de sorte qu'un poids égal soit donner à toutes les fréquences [e.g. Ide *et al.* 2003, Imanishi et Ellsworth 2006, Viegas *et al.* 2010].

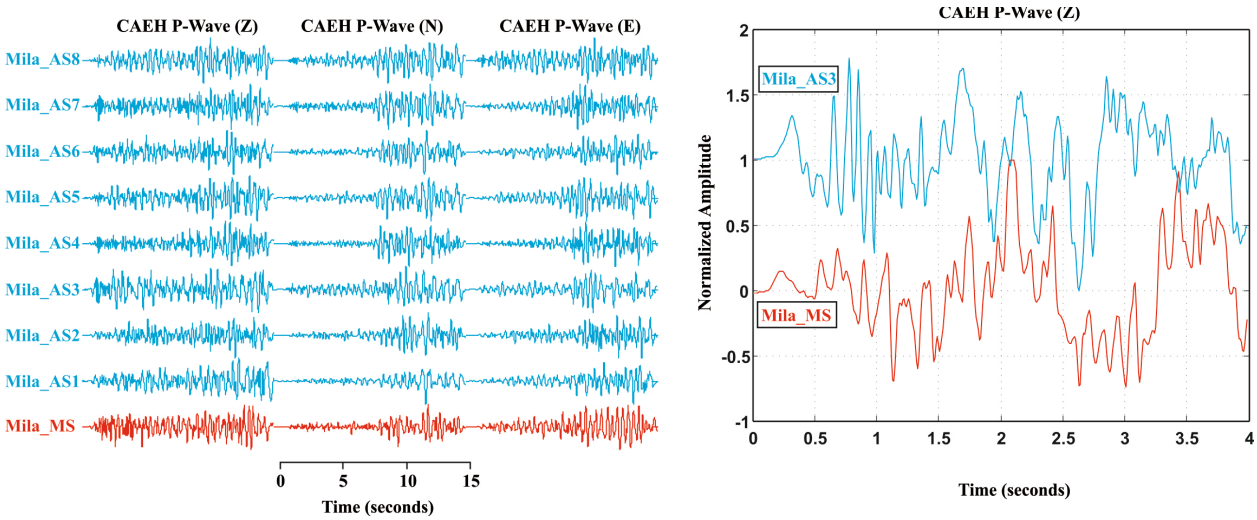


FIGURE 7.2 – (a) (gauche) Sismogrammes en vitesses normalisées du choc principal (MS) et de huit répliques (AS) de la séquence sismique de Mila le 17 Juillet 2020 enregistrées à la station CAEH sur les trois composantes (Z, N et E). (b) (Droite) une fenêtre temporelle de 4 sec est utilisée pour le grand (rouge) et le petit (bleu) évènement dans la déconvolution de l'EGF.

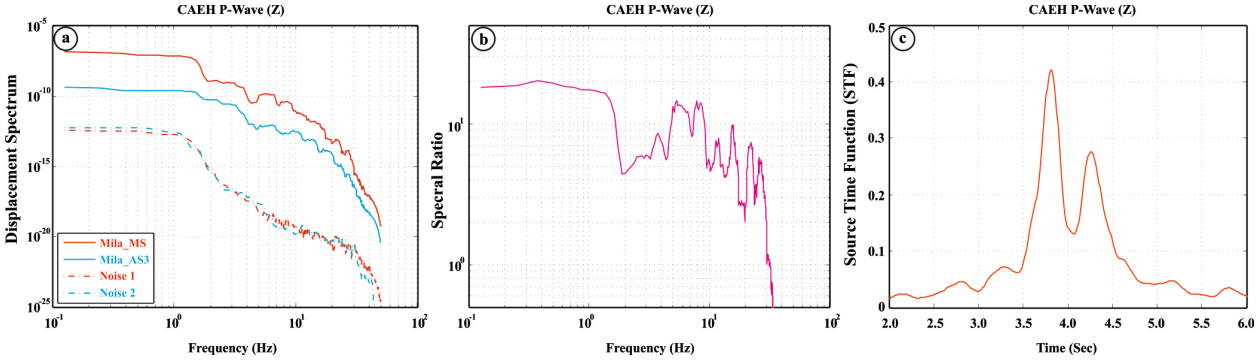


FIGURE 7.3 – Spectres de déplacement calculés des sismogrammes en vitesse après la correction instrumentale. Les lignes pleines correspondent au signal du choc principal (MS) et la réplique numéro 3 (AS3) (voir Figure 7.2) et les lignes pointillées au bruit des deux signaux. (b) le rapport spectral EGF. (c) Fonction temps source obtenue pour la paire de séismes.

Nous utilisant l'équation (7.5) [e.g. Abercrombie et Rice 2005, Boatwright 1980, Hough et Jones 1997, Viegas *et al.* 2010], pour modéliser les rapports spectraux de l'amplitude de déplacement, $\Omega_{0r}(f)$ ou $R(f)$ dans la bande passante dans laquelle SNR pour les deux séismes est supérieur à 3 (exemple Figure 7.3a). Nous ajustons les rapports spectraux pour obtenir les fréquences coin pour les grands (F_{c1}) et petits (f_{c2}) séismes, et le rapport entre les deux moments sismiques (Ω_{0r}).

La solution optimale du modèle le mieux adapté, correspond aux valeurs de F_{c1}, f_{c2} et Ω_{0r} qui minimisent la valeur RMS est définit par la fonction 7.6 coût suivant :

$$res = \sum_{i=1}^{N} [\log \Omega_{rModel}(f_i) - \log \Omega_{0r}(f_i)]^2 \tag{7.6}$$

où N est le nombre de points constituant le rapport spectral. Pour minimiser la fonction (7.6), nous utilisons la méthode du simplexe de Nelder et Mead [1965], cet algorithme d'optimisation des fonctions de plusieurs variables a été adapté en langage Matlab. Nous utilisons Ω_{0r}, F_{c1} et f_{c2} comme paramètres libres dans l'ajustement et nous initialisons leurs valeurs avec la valeur maximale du rapport d'amplitude pour Ω_{0r} et près des limites des bandes hautes et basses fréquences pour F_{c1} et f_{c2}, respectivement. La convergence vers un minimum local est robuste et indépendante des valeurs initiales, tant que celles-ci sont choisies dans la gamme des données.

Pour mesurer l'incertitude des estimations de la fréquence de coin, nous réajustons les données en faisant varier F_{c1} sur une gamme de valeurs autour du minimum obtenu en utilisant uniquement f_{c2} et Ω_{0r} comme paramètres libres. Pour chaque F_{c1} , nous calculons la variance de l'ajustement normalisée par Ω_{0r} ; $var = res/(N\Omega_{0r})$; et nous prenons les valeurs où la variance augmente de 5% comme notre fréquence coin possible (Figure 7.4b).

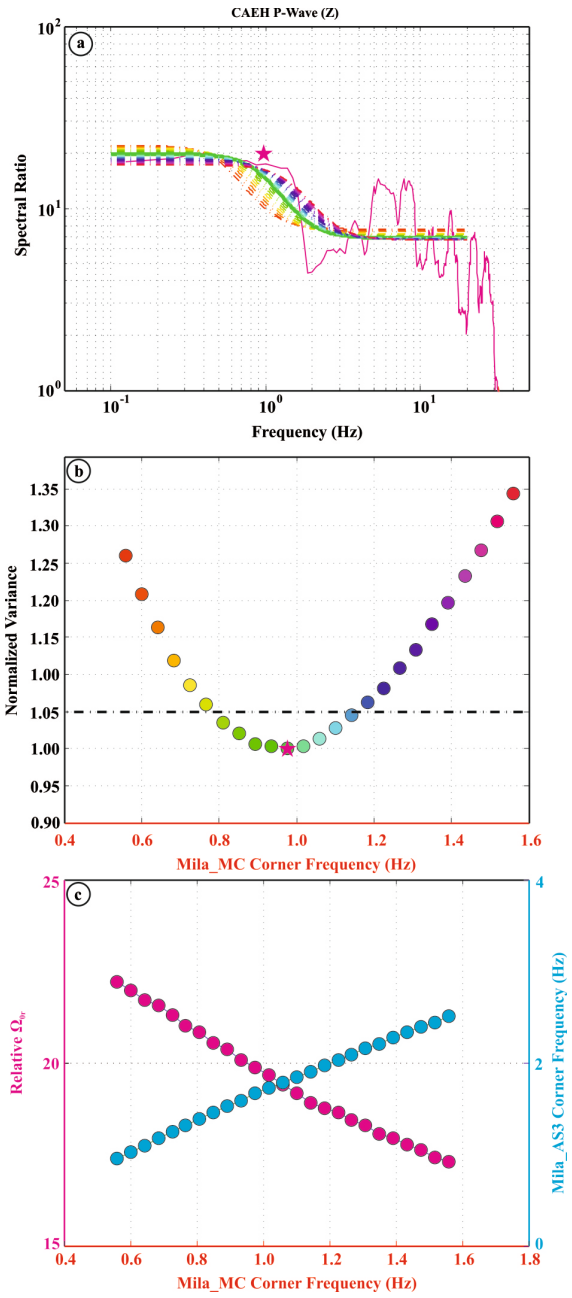


FIGURE 7.4 – Analyse d'ajustement (fit) du rapport spectral EGF. Onde P, paire Mila-MC avec Mila-AS3 à la station CAEH, de la composante vertical (Z). (a) Rapport spectral EGF ajusté. Les lignes colorées correspondent aux ajustements pour l'augmentation de F_{c1} fixe. F_{c1} passe de l'orange au rouge (voir la figure b). La ligne rose est le meilleur ajustement correspondant à la variance minimale. L'étoile indique les valeurs F_{c1} et Ω_{0r} pour le meilleur ajustement estimé. (b) Variabilité de l'ajustement de la variance normalisée pour l'augmentation de F_{c1} fixe. La variance du modèle le mieux ajusté (étoile) est fixée à environ 1 dans ce graphique. La ligne horizontale indique les estimations maximales et minimales à 5 % près pour le traitement des erreurs. (c) Variabilité de l'ajustement de Ω_{0r} et f_{c2} avec F_{c1} fixe croissant

7.3 Paramètres de la source du séisme de Mila de 2020 estimés par la méthode EGF

La méthode de la fonction de Green empirique EGF ne résout que les moments sismiques relatifs, et nous effectuons donc en première lieu une analyse spectrale individuelle de chaque séisme pour obtenir le moment sismique absolu. En deuxième lieu, nous avons déterminé f_c à partir du rapport spectral de l'EGF.

Pour le 1er choc principal de la séquence sismique de Mila (le 17 juillet 2020), nous avons utilisé des paires de séismes avec un coefficient de corrélation $\geqslant 0.6$ et sélectionné 09 séismes y compris le choc principal (Figure 7.2). Après la sélection initiale des paires de séismes EGF, nous avons évalué davantage la qualité de la paire de séismes EGF. Pour une bonne paire d'EGF, nous devrons obtenir, en général, une impulsion de source claire (exemple dans la Figure 7.3c) des fréquences coin F_{c1} doit se situer bien dans la bande de fréquences de bruit ci-dessus (exemple dans la Figure 7.3a) et une variance normalisée en forme de parabole de l'ajustement (exemple dans la Figure 7.4b).

Nous avons sélectionné pour notre étude deux événements qui répondent aux critères déjà évoqué précédemment. Le 1er séisme s'est produit le 17 juillet 2020 à 08h12m43s qui a été localisé à 1 Km au Nord de Sidi Merouane (proche de Grarem-Gouga). Il a été enregistré par un grand nombre de stations du réseau de surveillance sismologique du CRAAG (ADSN) : 8 stations large bande à trois composantes et 15 instruments court période à une composante verticaux. Sa magnitude de durée a été estimée à 4.5. Son mécanisme focal a été déterminé en utilisant les polarités des ondes P et par une inversion des formes d'onde (voir Tableau 4.2 et les Figures en Annexe C). Les deux plans sont des plans de faille possibles et conduisent à des explications géodynamiques différentes de cette zone. Le petit tremblement de terre choisi comme fonction de Green empirique s'est produit le 17 juillet 2020 à 09h49m41s. Sa localisation était proche de l'événement principal et sa magnitude de durée a été estimée à 3.4. Il a été enregistré par 18 stations, dont quatre stations large bande à trois composantes. La solution focale est presque identique aux plans de faille nodaux de l'événement principal (voir Figure 4.25 section 4.8.8). La similitude des formes d'onde des deux événements et la ressemblance des mécanismes focaux nous amènent à considérer comme une fonction de Green empirique possible pour l'événement du choc principale (Figures 7.2, 7.5 et 7.6) .

Le 2ème séisme s'est produit le 17 juillet 2020 à 17 juillet 2020 à 08h51m04s. Il a été enregistré par 20 stations du réseau ADSN. Sa magnitude de durée a été estimée à 3.4. Son mécanisme focal a été déterminé en utilisant les polarités des ondes P. Parmi le grand

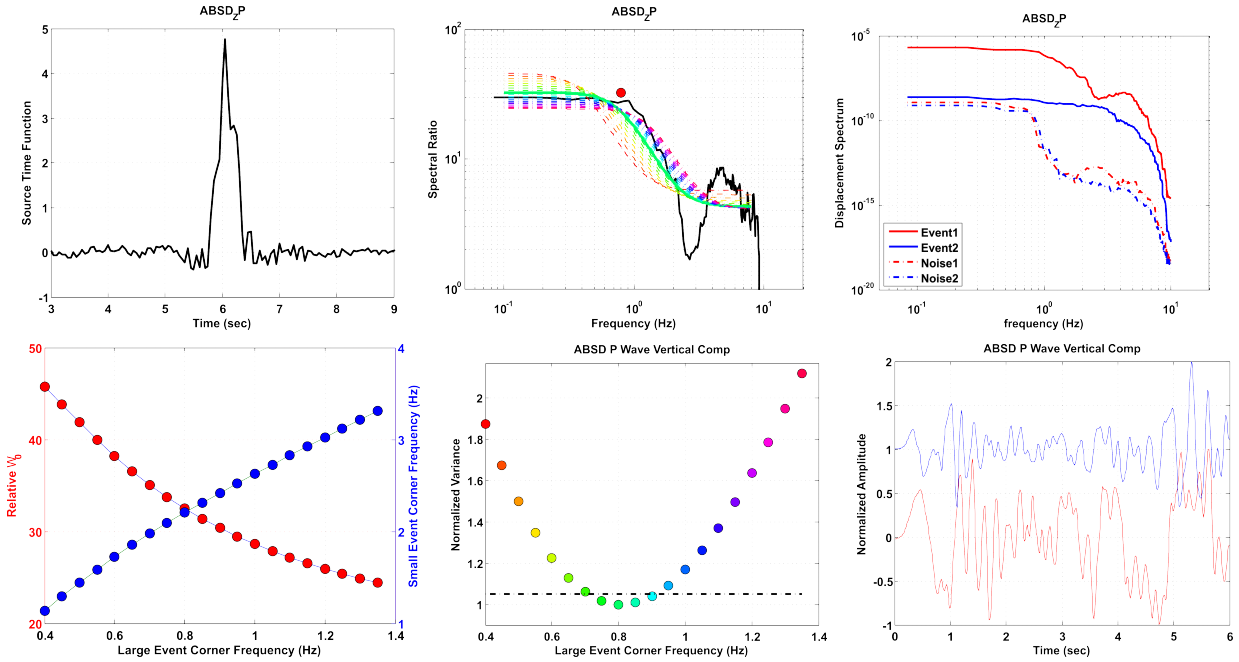


FIGURE 7.5 – Analyse d'ajustement du rapport spectral EGF. Onde P, paire : grand séisme du 17 juillet 2020 à 08h12m43s avec le petit séisme du 17 juillet 2020 à 09h49m41s enregistrés par la station ABSD, composante vertical (Z). Principales caractéristiques : similitude de la forme d'onde et des spectres, le rapport spectral contient les deux fréquences coins (F_{c1} et f_{c2}), la variance a la forme d'une parabole avec un minimum bien défini, l'impulsion de la source est claire, compromis entre Ω_{0r} et f_{c2} lors de l'ajustement avec une augmentation de f_{c1}. (en bas à droite) Sismogrammes de vitesse brute de l'onde P. Une fenêtre temporelle de 6 s est utilisée pour le grand (en rouge) et le petit (en bleu) séismes pour la déconvolution d'EGF. (en haut à droite) Spectres de déplacement calculés par des sismogrammes en vitesse brute, après intégration et correction des instruments. Les lignes pleines correspondent au signal de l'onde P et les lignes en pointillés au bruit. Les couleurs rouge et bleu correspondent respectivement aux grand et petit séismes. (en haut au centre) Rapport spectral EGF ajusté. La ligne noire est le rapport spectral EGF, la suite des lignes en pointillés sont les ajustements pour une F_{c1} fixe (fréquence coin du grand séisme). F_{c1} augmente d'orange à rouge (voir centre en bas). La ligne verte est le meilleur ajustement correspondant à la variance minimale. Le cercle rouge indique les valeurs de F_{c1} et Ω_{0r} pour le meilleur ajustement estimé. (en bas au centre) Variabilité de la variance normalisée de l'ajustement pour un F_{c1} fixe. La ligne en pointillés horizontale indique les estimations maximales et minimales à 5% près pour le traitement des erreurs. (en bas à gauche) Variabilité de l'ajustement de Ω_{0r} (cercles rouges) et de f_{c2} (cercles bleus) pour des F_{c1} fixes. (en haut à gauche) Fonction temps source obtenue pour la paire de séismes.

nombre de répliques enregistrées par le réseau ADSN (voir Figure 4.25 section 4.8.8), nous avons sélectionné un événement M_d = 3.2 qui s'est produit le 17 juillet 2020 à 09h45m10s comme un événement EGF approprié. En effet, cet événement est suffisamment petit pour être considéré comme une fonction de Green, et suffisamment grand pour assurer un assez

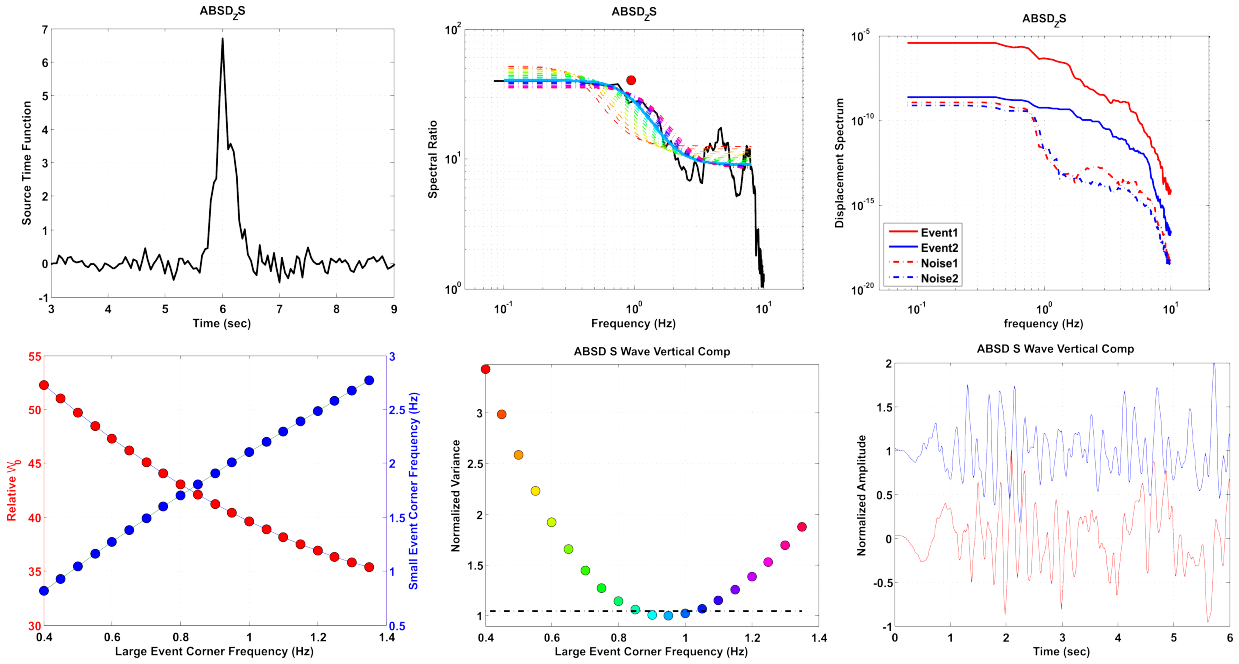


FIGURE 7.6 – Idem pour l'onde S. Voir la description dans la légende de la Figure 7.5.

bon rapport signal/bruit (Figures 7.2, 7.7 et 7.8).

Nous obtenons les paramètres de la source en utilisant la méthode de la fonction de Green empirique (EGF) suivant l'étude d'Abercrombie et Rice [2005]. Nous effectuons nos analyses dans le domaine fréquentiel. Nous utilisons les sismogrammes de vitesse brute à trois composantes pour les ondes P et S. Nous utilisons des fenêtres temporelles de 4 à 8 s, pour calculer les spectres. Toutes les fenêtres temporelles commencent 0.1 s avant l'apparition des ondes P et S. Nous déconvoluons le signal du séisme à étudier par celui du petit séisme pour retrouver sa fonction source. Il s'agira en fait d'une fonction source relative qui sera appelée par la suite RSTF « *Relative Source Time Function* ». Nous modélisons le rapport spectral de l'amplitude de déplacement, $\Omega_{0r}(f)$, pour obtenir les fréquences coin des grands (F_{c1}) et des petits (f_{c2}) séismes, et le rapport entre les deux moments sismiques (Ω_{0r}).

Les Figures 7.4, 7.3, 7.5, 7.6, 7.7 et 7.8 illustre des exemples d'analyse de l'ajustement du rapport spectral de l'EGF que nous avons utilisée pour extraire les RSTFs pour les événements les plus importants. Elles montrent également le comportement de la variance et la variabilité de F_{c1}, f_{c2} et Ω_{0r}.

Nous analysons les trois composantes individuellement pour les ondes P et S lorsqu'elles sont disponibles. La Figure 7.6 montre un exemple de la déconvolution EGF en utilisant l'onde S enregistrée à la station ABSD pour les événements (08h12m43s avec 09h49m41s). Les spectres d'amplitude de Fourier des enregistrements sont également représentés. Le

sismogramme du plus petit événement a été utilisé comme FGE et déconvolué de ceux des deux plus grands événements pour obtenir les RSTFs des plus grands séismes. Le spectre d'amplitude de chaque événement plus important a été divisé par celui de l'événement EGF. Les spectres d'amplitude résultants ont ensuite été transformés en inverse pour obtenir le RSTF.

Les Figures 7.7 et 7.8 montrent une déconvolution de séisme 08h51m04s avec le séisme 09h45m10s, et la transformation inverse dans le domaine temporel pour obtenir l'RSTF. Les fréquences de coin F_{c1} et f_{c2} des deux tremblements de terre sont dans la largeur de bande utilisable et peuvent être déterminées.

Les estimations de la fréquence coin du plus petit séisme f_{c2} ne sont prises en compte que lorsqu'elles sont déterminées bien à l'intérieur de la bande de fréquence du signal/bruit et que le plateau des hautes fréquences est bien défini. Si f_{c2} est en dehors de la bande passante, nous utilisons la limite comme estimation minimale. Nous ne tenons pas compte des estimations de f_{c2} qui sont proches de la coupure de fréquence maximale car il peut s'agir d'un artefact dû à l'instabilité de la déconvolution.

Lorsque les deux fréquences de coin sont estimées dans l'ajustement, la différence d'amplitude entre les deux plateaux de fréquence (fréquences inférieures à F_{c1} et supérieures à f_{c2}) est suffisamment importante pour s'assurer que nous ajustons les fréquences de coin et non des oscillations spectrales. La variance normalisée de l'ajustement a de préférence une forme de parabole pour une séquence de valeurs f_{c1} fixes, le minimum correspondant au meilleur ajustement.

Nous obtenons systématiquement des fréquences de coin d'onde P plus élevées que les fréquences de coin d'onde S. Le rapport entre les fréquences coin des ondes P et S est, en moyenne, égale 1.5. Ce décalage de fréquence est un effet de source, puisque le chemin (atténuation) est corrigé par la technique EGF, et reflète la finitude de la source. Le rapport est cohérent avec le modèle de source de Madariaga [1976] que nous avons utilisé pour calculer le rayon de la faille. Les fréquences coin et les rayons de la source estimés sont indiqués dans le Tableau 7.1.

Pour calculer le moment sismique (M_0), nous calculons la moyenne géométrique des trois composantes à chaque station. Si une ou deux composantes ne sont pas disponibles, nous considérons les composantes manquantes comme la moyenne des composantes disponibles. Le moment sismique du tremblement de terre est calculé par la moyenne logarithmique des estimations à toutes les stations pour les ondes P et S (voir section 6.7 et [Archuleta *et al.* 1982]).

Une fois que nous avons obtenu les paramètres de source que sont le moment sismique

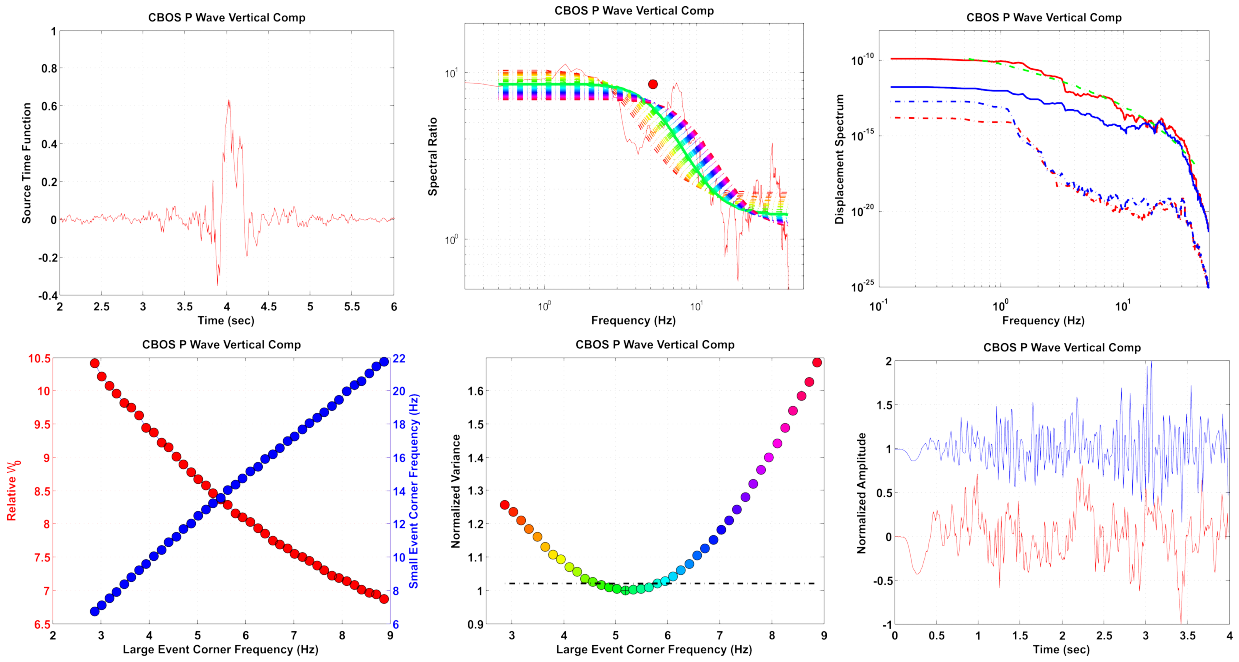


FIGURE 7.7 – Analyse d'ajustement du rapport spectral EGF. Onde P, paire : grand séisme du 17 juillet 2020 à 08h51m04s avec le petit séisme du 17 juillet 2020 à 09h45m10s enregistrés par la station CBOS, composante vertical (Z). Principales caractéristiques : similitude de la forme d'onde et des spectres, le rapport spectral contient les deux fréquences coins (F_{c1} et f_{c2}), la variance a la forme d'une parabole avec un minimum bien défini, l'impulsion de la source est claire, compromis entre Ω_{0r} et f_{c2} lors de l'ajustement avec une augmentation de f_{c1}. (en bas à droite) Sismogrammes de vitesse brute de l'onde P. Une fenêtre temporelle de 4 s est utilisée pour le grand (en rouge) et le petit (en bleu) séismes pour la déconvolution d'EGF. (en haut à droite) Spectres de déplacement calculés par des sismogrammes en vitesse brute, après intégration et correction des instruments. Les lignes pleines correspondent au signal de l'onde P et les lignes en pointillés au bruit. Les couleurs rouge et bleu correspondent respectivement aux grand et petit séismes. (en haut au centre) Rapport spectral EGF ajusté. La ligne rouge est le rapport spectral EGF, la suite des lignes en pointillés sont les ajustements pour une F_{c1} fixe (fréquence coin du grand séisme). F_{c1} augmente d'orange à rouge (voir centre en bas). La ligne verte est le meilleur ajustement correspondant à la variance minimale. Le cercle rouge indique les valeurs de F_{c1} et Ω_{0r} pour le meilleur ajustement estimé. (en bas au centre) Variabilité de la variance normalisée de l'ajustement pour un F_{c1} fixe. La ligne horizontale indique les estimations maximales et minimales à 5% près pour le traitement des erreurs. (en bas à gauche) Variabilité de l'ajustement de Ω_{0r} (cercles rouges) et de f_{c2} (cercles bleus) pour des F_{c1} fixes. (en haut à gauche) Fonction temps source obtenue pour la paire de séismes.

(M_0) et la fréquence de coin (fc), nous pouvons calculer la dimension de la source (r) et la chute de contrainte ($\Delta\sigma$) libérée par la faille. Le modèle de source suppose implicitement une vitesse de rupture constante. Le rayon de la source (r) du séisme est alors déterminé par la moyenne arithmétique de toutes les estimations de fréquence de coin disponibles.

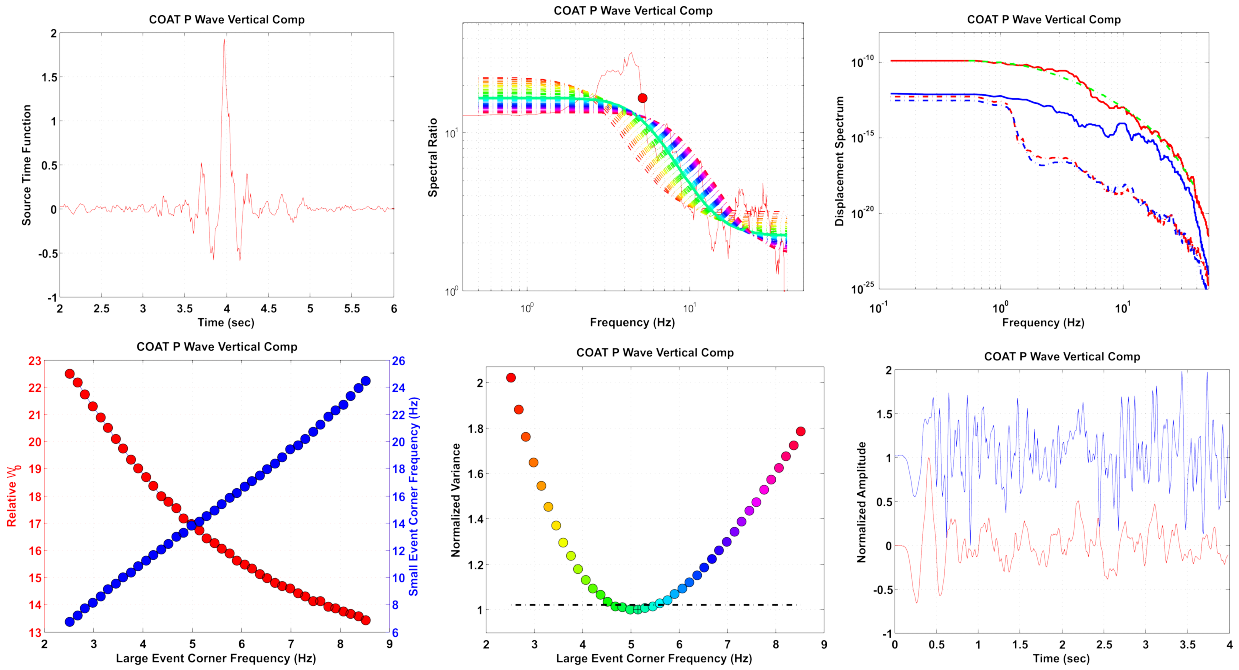


FIGURE 7.8 – Idem pour la station COAT, composante vertical (Z). Voir la description dans la légende de la Figure 7.7.

ID	Date (Ye/Mo/Dy)	Origin time (Hr :Mn :Se)	M_d	F_c Hz	M_0 N.m	M_w	r m	$\Delta\sigma$ MPa	U m
Big	20/07/17	08 : 12 : 43	4.5	00.86	1.80e+16	4.81	1082	6.24	0.164
Small	20/07/17	09 : 49 : 41	3.4	02.18	5.58e+14	3.80	0430	3.09	0.032
Big	20/07/17	08 : 51 : 04	3.4	05.81	1.91e+14	3.49	0324	2.43	0.019
Small	20/07/17	09 : 45 : 10	3.2	13.08	1.74e+13	2.80	0145	2.50	0.009

TABLEAU 7.1 – Paramètres de source des séismes de Grarem-Gouga (Mila) de 2020, obtenus avec la méthode spectrale de la fonction de Green empirique (EGF). Valeurs moyennes de f_c, M_0, r, M_w et U. f_c est la fréquence coin en Hz ; M_0 est le moment sismique moyen en N.m ; r est le rayon moyen de la source en m ; $\Delta\sigma$ est la chute de contrainte en MPa ; U est le déplacement moyen en m.

Nous estimons la chute de contrainte à partir du moment sismique et du rayon de la source en utilisant la solution statique circulaire d'Eshelby [1957] (voir section 6.6). Les chutes de contraintes obtenues avec la méthode EGF semblent être invariantes avec le moment sismique (M_0) du tremblement de terre (Tableau 7.1).

7.4 Inversion de la rupture du séisme de Mila de 2020 estimés par la méthode EGF

La fonction temps source (RSTF) d'un séisme contient des informations sur des paramètres importants qui caractérisent le processus de rupture et les propriétés de la source du séisme [e.g. Madariaga 2015]. Cette étape consiste à utiliser les informations temporelles contenues dans les différentes RSTF pour obtenir des résultats sur la propagation de la rupture. Elle n'est possible que si l'on dispose de stations bien distribuées en azimut autour de la source, quelque soit la distance épicentrale (il faut s'assurer de rester en champ lointain) [e.g. Aki et Richards 2002]. Il s'agira alors d'inverser les RSTF pour reconstituer le processus de rupture sur le plan de faille. Plusieurs niveaux de résultats peuvent être obtenus. Par exemple la directivité de la rupture, il s'agit de retrouver la directivité dominante de la rupture. Pour l'obtenir, on cherche l'azimut du vecteur qui est en meilleure adéquation avec les données.

Les études théoriques [e.g. Ben-Menahem 1962, Hirasawa et Stauder 1965, Madariaga 2015] sur le rayonnement des ondes de volume à partir d'une source sismique en mouvement fini prédisent la dépendance azimutale de l'amplitude et de la largeur d'impulsion d'RSTF. Pour une rupture à propagation unilatérale, la durée de la source est la plus étroite dans la direction de la propagation de la rupture et la plus large dans la direction opposée. En raison du même effet, l'amplitude d'RSTF dans la direction de la rupture est plus grande que celle dans la direction opposée par un facteur de $G = \frac{1+V_r/C}{1-V_r/C}$ [Hirasawa et Stauder 1965].

Où C et V_r sont les vitesses de l'onde considérée et de la rupture, respectivement. La direction d'une rupture qui se propage puisse être déduite de la dépendance azimutale et de l'amplitude de l'impulsion RSTF. Nous avons utilisé la variation azimutale de l'amplitude d'RSTF pour estimer la direction de la rupture.

Li *et al.* [1995] ont utilisé l'inverse des amplitudes maximales ($1/A_k$) d'RSTF pour estimer la direction de la rupture (Φ_0) en ajustant une ligne droite (7.7), définie par :

$$\frac{1}{A_k} = a_k - b_k \left[\cos^k(\Phi - \Phi_0)\right] \tag{7.7}$$

où k vaut 1 et 2 pour une rupture unilatérale et bilatérale, respectivement ; Φ et Φ_0 sont les azimuts d'une station et de la direction de la rupture, respectivement.

La pente b_k et l'intercept a_k de la ligne droite obtenu par une méthode de régression

linéaire, peuvent être utilisés pour estimer le nombre de Mach sismique (Vr/C) :

$$\frac{V_r}{C} = \left(\frac{b_k}{a_k}\right)^{1/k} \tag{7.8}$$

Comme le montre les Figures 7.9a, b et c, nous avons cherché la direction de la rupture (Φ_0) en ajustant les amplitudes $1/A_k$ des RSTF avec une ligne droite définie par l'équation (7.7). Le résultat le mieux ajusté pour $k = 1$ ou $k = 2$ (rupture unilatérale ou bilatérale), avec le coefficient de corrélation maximum correspondant à la direction optimale de propagation de la rupture et une vitesse de rupture (Figures 7.9b).

Les résultats de la déconvolution pour la secousse principale du 17 juillet 2020 à 08h12m43s sont présentés dans la Figures 7.9a. Les amplitudes des RSTFs sont plus grandes dans les stations situées au Sud-Est. La variabilité de ces amplitudes est due au fait que la rupture montrent une propagation unilatérale se propage vers le Sud-Est.

Les RSTF déconvoluées obtenues dans cette étude représentent l'impulsion de déplacement en champ lointain [Aki et Richards 2002], puisque la dimension de la source de séisme du 17 juillet 2020 à 08h12m43s (voir Tableau 7.1) d'une magnitude de moment M_w = 4.81 est 2.2 km, est bien inférieure à la plus petite distance épicentrale à la station CBOS de 28 km.

Les résultats de l'analyse de la directivité du choc principal du 17 juillet 2020 à 08h12m43s sont présentés à la Figure 7.9c. L'équation linéaire de la ligne droite en couleur rouge sur la Figure 7.9c, décrivant le meilleur ajustement est utilisée pour estimer la direction de rupture (Φ_0) et la vitesse de rupture (V_r). Les cercles bleus et la barre des couleur représentent les amplitudes maximales ($1/A_k$) à chaque station. Un coefficient de corrélation 0.8 indique que l'ensemble des observations est cohérent, cette valeur a été obtenue pour une direction optimale de propagation de la rupture vers un azimut de N120^{o}E. La vitesse de rupture est $V_r = 0.70\beta$, où β est la vitesse de propagation des ondes S. Cette valeur est en accord aux résultats obtenus pour des événements de magnitude similaire dans de nombreuses études antérieures [e.g. Li *et al.* 1995, Semmane *et al.* 2017]. Ce cas de figure représente une modélisation cinématique avec une vitesse de rupture constante. Le travail s'inscrit parfaitement dans la continuité du travail commencé dans le Magister [Boulahia 2008], où nous avions réalisé plusieurs exemples pour une modélisation dynamique soit avec une vitesse de rupture qui dépend des lois de frottement, soit nous imposons une vitesse constante ($V_r = 0.50\beta$) pour générer un modèle dynamique avec une propagation cinématique.

L'inversion de la source utilisant des fonctions de Green empiriques marche bien en général mais il y a des limitations à cette approche et des précautions à prendre. Il sera impossible de travailler sur les stations trop proches de la rupture (la station CBHR dans le

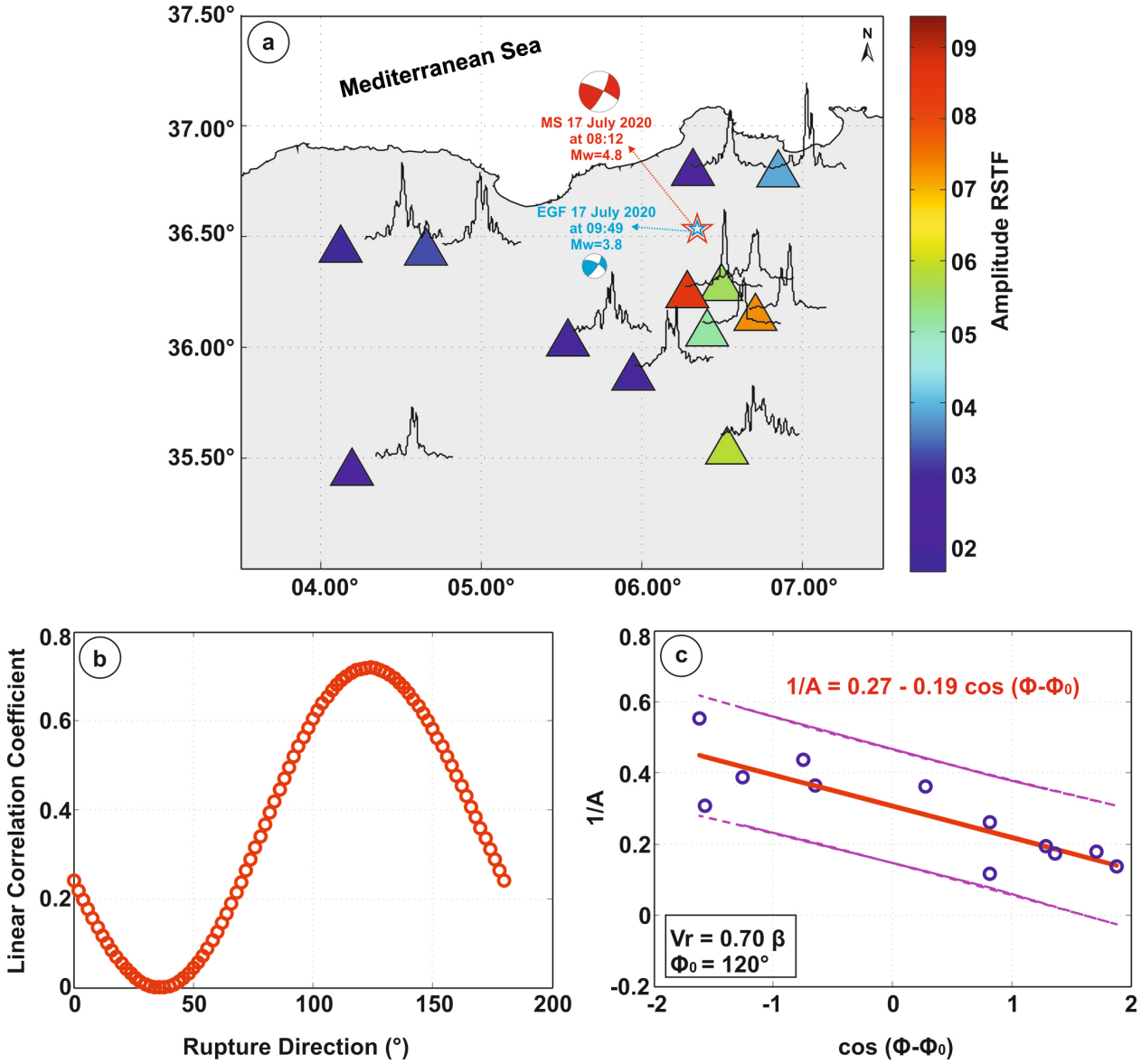


FIGURE 7.9 – (a) Distribution spatiale des amplitudes maximales (barre de couleur) et largeurs des RSTF pour le choc principal du 17 juillet 2020 à 08h12m43s. Les triangles sont les stations permanentes ADSN utilisées pour cette étude. Les étoiles rouge et bleu représentent l'épicentre de la secousse principale et l'EGF (17 juillet 2020 à 09h49m41s) avec leurs mécanismes au foyer, respectivement. (b) Le coefficient de corrélation linéaire sont tracés en fonction de la direction de la rupture. Le coefficient de corrélation maximal, correspondant au meilleur ajustement de la ligne droite aux données d'amplitude, se produit à une direction de rupture de N120^{o}E. (c) Meilleur ajustement linéaire des amplitudes maximale du RSTF pour le choc principal, l'équation linéaire de cette ligne droite en rouge a été utilisée pour trouver la direction de rupture Φ_0 et la vitesse de rupture V_r est le coefficient de corrélation.

cas de la séquence sismique de Mila), en général on dit qu'il faut se situer à une distance supérieure ou égale à la longueur de la rupture. L'effet du champ proche et du champ intermédiaire est très important lorsque la distance source-station est faible, cet effet existe également dans l'enregistrement du petit séisme mais il sera certainement plus vite masqué par le niveau de bruit [e.g. Aki et Richards 2002, Madariaga 2015].

Il est important de rappeler également que cette méthode nécessite d'avoir des stations large bande afin d'enregistrer le signal du gros séisme sans saturation ainsi que celui du petit séisme avec un bon rapport signal sur bruit.

7.5 Conclusion

L'analyse de la directivité donne une direction de propagation de la rupture à N120^{o}E qui coïncide avec le plan NW-SE des mécanismes aux foyers du choc principal et son EGF, leurs azimut moyen est autour de N116^{o}E.

En conclusion, la géométrie des failles sont données à partir de l'analyse de la directivité (Figure 7.9), la distribution spatiale des répliques et l'orientation des plans des mécanismes focaux (voir Figure 4.25 section 4.8.8). La séquence sismique de Mila associée au choc du 17 juillet 2020 à 08h12m43s de magnitude (M_w 4.8) semble être générée par une faille de décrochement dextre orientée NW-SE, et qui s'étale sur une longueur d'environ 5 km (ligne rouge sur la Figure 7.10).

En revanche la deuxième séquence associée au choc du 07 Août 2020 à 06h15m25s de magnitude (M_w 5.0), d'après Benfedda *et al.* [2021] en utilisant uniquement l'inversion du forme d'onde du choc principale et en s'appuyant sur l'analyse des données InSAR des six zones de glissement de terrain survenu après ce choc, ils ont choisi le plan NE-SW comme un plan de faille. Ceci est en accord avec la distribution spatiale des répliques de cette étude et les 14 mécanismes focaux calculés des principaux évènements (voir Figure 4.25 section 4.8.8), ce qui suggère une faille de décrochement senestre orientée NE-SW de 6 km de longueur (ligne jaune dans la Figure 7.10). Notant que dans l'étude de Benfedda *et al.* [2021], ils ont utilisé dans leur étude que les trois chocs forts ; celui du 17 juillet (08h12m) et les deux du 7 Août (06h15m et 11h13m) sans les répliques en suggérant pour les trois chocs un seul plan de faille senestre orienté NE-SW. Cependant, nous avons constaté dans cette étude (voir Figure 4.25 section 4.8.8) que la distribution des répliques donne deux amas (clusters) séparés en espace et en temps, un cluster associé aux chocs du 17 juillet et un autre cluster qui a migré vers l'Ouest associé au choc du 7 Août.

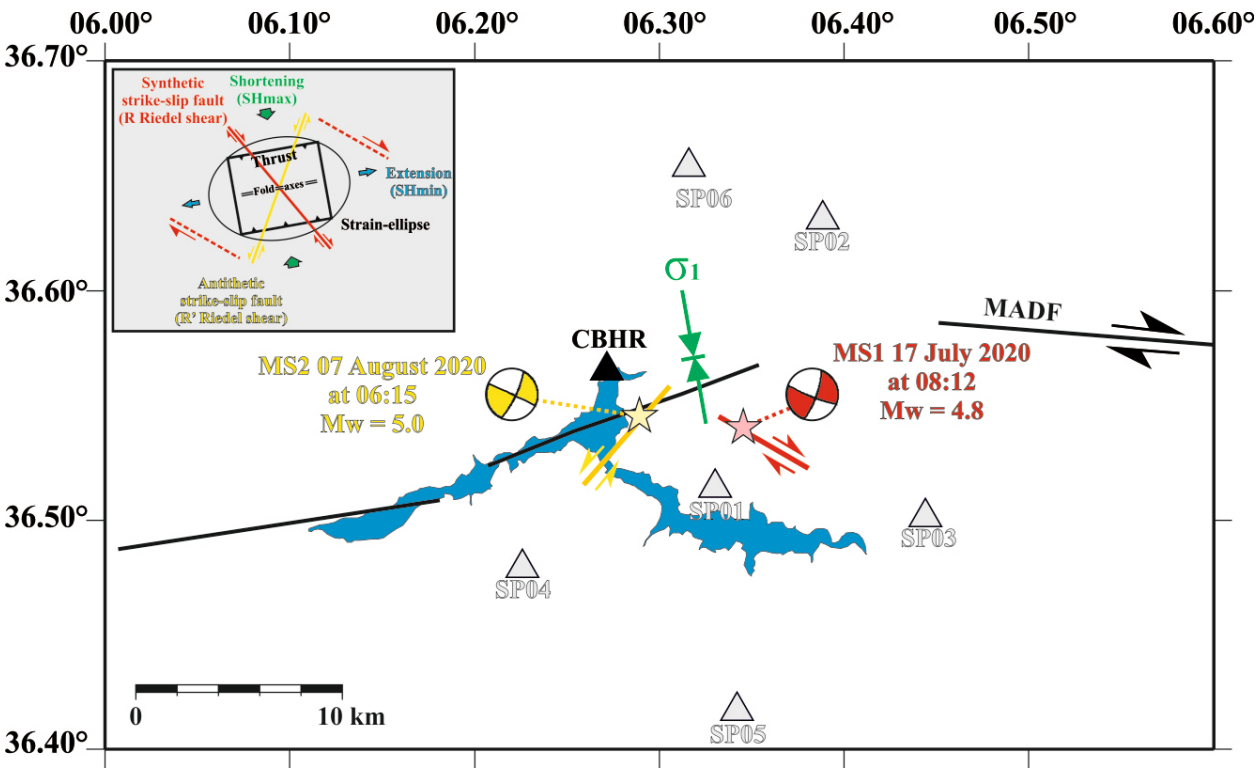


FIGURE 7.10 – Carte montrant les différents systèmes de failles situés dans la zone d'étude. Modèle de failles obtenue avec leurs solutions focales ainsi que la contrainte maximale et le régime de déformation. En rouge le segment NW-SE générée la séquence sismique du juillet 2020 et ce en jaune pour le segment NE-SW associée au choc du 07 Août 2020.

Tenant compte de l'orientation de la contrainte horizontale maximale (σ_1 ou SH_{max}) déduite dans cette étude (voir Figure 8.3d section 8.2.1), nous avons construit une ellipse de déformation pour la zone de déplacement principale (PDZ) représentée ici par la faille dextre de M'cid Aicha-Debbagh (MADF), avec des bandes de déformation conjuguées R et R' (*Riedel shears*). Dans le model représenté dans la Figure 7.10, la bande synthétique de déformation R est la faille rouge qui a généré la séquence de 17 Juillet 2020 tandis que la bande de déformation R' antithétique est la faille jaune qui a généré la séquence du 7 Août 2020. Les plis de chevauchement ~E-W qui bordent la frontière entre les zones internes de la Petite Kabylie et les zones externe des nappes Tellienne, montrent une bonne correspondance avec l'ellipse de déformation. En fin, l'analyse profonde permet de mieux comprendre les risques locaux, les forces motrices et les failles conjuguées orthogonales.

Chapitre 8

Interaction du chargement tectonique et du fluide dans la rupture sismique

8.1 Analyse des contraintes des séquences sismiques récentes

La présente analyse porte sur l'analyse des contraintes dans la croûte terrestre associées aux séismes du Nord-Est Algérien en utilisant les mécanismes focaux des différentes séquences sismiques de la période 2010-2020. Cette analyse a deux objectifs principaux : (1) Détermination de l'état (orientation) actuel des contraintes in-situ ; et (2) Détermination de la probabilité d'activation des failles en évaluant le changement des contraintes sur les failles sous-jacentes connues. Nous avons utilisé la méthode d'inversion des contraintes de Delvaux [2012] pour le premier objectif, et le logiciel de contrainte de dislocation "Coulomb" de Toda *et al.* [2011; 2005] pour le second. On prévoit que la combinaison de ces méthodes conduira à une meilleure lecture du champ de contrainte actuel opérant dans la région d'étude.

Des modèles récents de prévision sismique basés sur des transferts de contraintes démontrent l'interaction entre les failles sismiques. Il devient à présent clair que la prévention au risque sismique nécessite la multiplication d'observatoires ayant pour tâche l'accumulation constante des données d'ordre scientifique à travers tout le territoire national.

8.2 Inversion des contraintes à partir des mécanismes focaux

La connaissance de l'état de contrainte dans la croûte terrestre est importante pour comprendre la mécanique des séismes et la déformation régionale. A cet effet, les solutions de plans de failles obtenues par la méthode d'inversion de contrainte lors de séismes se produisant dans la partie fragile de la croûte, sont l'expression du champ de contraintes régional actuel, et sur la façon dont ces contraintes agissent sur les structures existantes de la croûte. Ainsi, les solutions de plans de failles obtenues par la méthode d'inversion sont utiles pour définir le champ de contraintes tectoniques et permettent des implications concernant les processus dynamiques et l'évolution tectonique, en particulier, pour la croûte moyenne et inférieure, où les mesures par forage ne sont pas possibles. Dans ces parties, seule l'analyse du mécanisme au foyer permet de mesurer les contraintes in-situ.

Pour étudier le champ de contraintes actuel à travers les différentes séquences sismiques analysées dans cette thèse, nous avons inversé directement les mécanismes aux foyers calculés en utilisant le programme Win-Tensor développé par Delvaux [2012], selon la procédure décrite dans Delvaux et Sperner [2003] et appliquant un classement de qualité comme dans le projet *World Stress Map* [Heidbach *et al.* 2016]. Ce programme suppose que le champ de contraintes est invariant et homogène dans l'espace et le temps dans la zone d'étude [Bott 1959], et que le glissement sur un plan de faille se produit dans la direction de la contrainte de cisaillement résolue maximale. L'angle entre la contrainte calculée (théorique) τ et le vecteur de glissement (observé) d est l'angle d'écart α. Ainsi, la fonction de *misfit* correspond à minimiser pour chaque séisme i l'angle d'écart α.

Les contraintes in-situ dans la croûte terrestre sont généralement définies en termes de contraintes principales et de leurs orientations. La principale composante de contrainte causée par la force de gravité est généralement une contrainte verticale (S_V) ; les deux autres sont les contraintes horizontales minimales (SH_{min}) et maximales (SH_{max}). Les contraintes in-situ sont classées en régimes de contraintes de faille normale (NF), de décrochement (SS) et de faille de chevauchement (TF) selon que l'amplitude de la contrainte verticale est la plus grande, intermédiaire ou la plus faible (Figure 8.1).

Les mécanismes aux foyers sont donc inversés pour obtenir les paramètres réduits du tenseur de contrainte. Ces paramètres sont les principaux axes de contrainte σ_1, σ_2 et σ_3, qui indiquent respectivement les contraintes de compression principales maximales, intermédiaires et minimales et le rapport des principales différences de contrainte R= (σ_2-

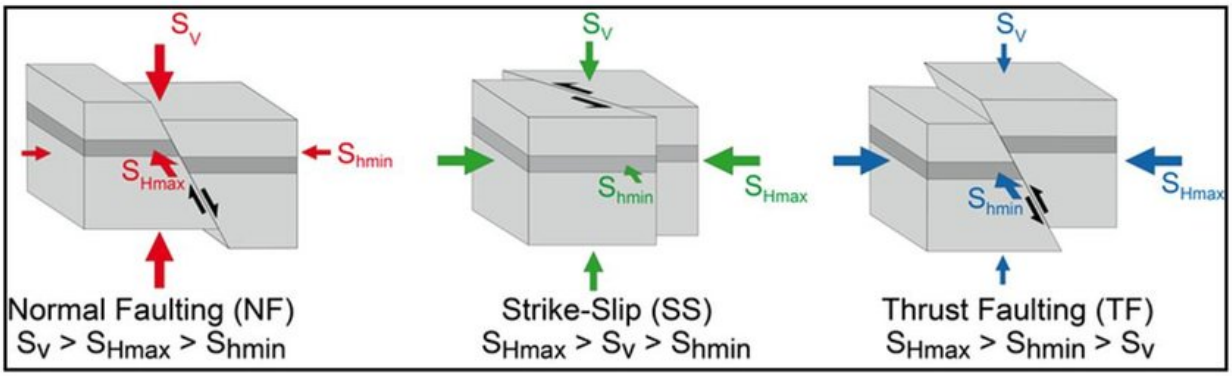


FIGURE 8.1 – Trois régimes de contraintes in-situ (www.world-stress-map.org).

σ_3)/(σ_1- σ_3), qui définit la forme de l'ellipsoïde de contrainte [Delvaux *et al.* 1997]. Selon Delvaux *et al.* [1997] le régime de contraintes est une fonction qui dépend de l'orientation des principaux axes de contraintes et la forme de l'ellipsoïde (R) : Extension quand σ_1 est vertical, décrochement quand σ_2 est vertical, et compression quand σ_3 est vertical. Par conséquent, ils ont introduit l'indice de régime R', qu'ils ont justifié comme suit :
La définition de R' est un moyen pour présenter en une seule valeur le régime de contrainte tenant compte du facteur R et du type de contrainte (Extensif, décrochant ou compressif). En allant du plus extensif (radial extension) au plus compressif (constriction) en passant par le décrochement, on a une évolution progressive qui s'exprime par le rapport R de la manière suivante (Figure 8.2) :

- R variant de 0 à 1 pour le régime extensif (d'extension radiale à extension avec composante décrochant)
- R variant de 1 à 0 pour le régime décrochant (de décrochement avec composante en extension à décrochement avec composante en compression)
- R variant de 0 à 1 pour le régime extensif (de compression avec composante décrochant à compression radiale ou constriction)

Ces aller-retour ne sont pas très pratiques pour exprimer le facteur R sous forme de diagrammes. Soit les auteurs utilisent un diagramme triangulaire, soit ils présentent les valeurs de R dans 3 diagrammes différents en fonction du régime de contrainte.

Dans ce dernier cas, le problème se situe lorsque l'on a une population de tenseurs qui se situent à cheval sur la limite entre deux régimes. Nous devons savoir que par exemple pour la transition entre extension et décrochement, un tenseur extensif avec une valeur de R élevée est très similaire à un tenseur décrochant avec une valeur de R très élevée. A la limite, un tenseur extensif avec une valeur de R = 1 est identique à un tenseur décrochant avec une valeur de 1. Il en va de même pour la transition décrochement – compression. Un tenseur

décrochant avec une valeur de R = 0 est identique à un tenseur compressif avec une valeur de R = 0. Nous pouvons tester cela aisément avec le programme Win-Tensor, en changeant la valeur de R' dans le panneau « Optimization Rotationale » et en regardant l'effet que cela fait sur le cercle de Mohr.

Pour éviter cela, on peut transposer cette valeur de R en un index composite R' allant de 0 à 3 exprimant cette évolution du plus extensif au plus compressif de manière continue et calculé comme suit :

— R' = R pour le régime extensif (donc pas de changement)
— R' = 2 – R pour le régime décrochant (R' reste croissant du plus extensif au plus compressif, alors que R est décroissant)
— R' = 2 + R pour le régime compressif (juste une translation)

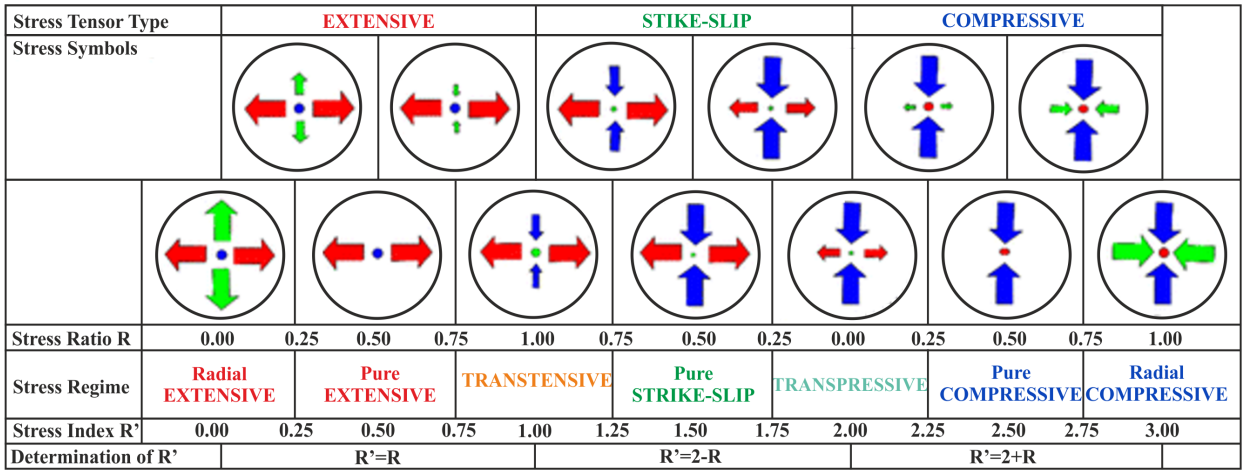


FIGURE 8.2 – Deux Représentation du tenseur de contraintes pour différents régimes de contraintes. D'après Guiraud *et al.* [1989].

Dans cette thèse, les données ont été traité de manière interactive par le programme *Win-TENSOR* ; d'abord en utilisant *"La méthode des dièdres droits"* [Angelier et Mechler 1977], une méthode graphique permettant de déterminer les orientations possibles de σ_1 et σ_3. Le résultat initial est utilisé comme point de départ pour la procédure itérative de la grille de recherche *"Optimisation rotationnelle"* en utilisant la fonction F5.

La fonction F5 permet à la fois de minimiser l'écart angulaire entre les directions de glissement observées et théoriques (angle alpha) et de maximiser l'amplitude de la contrainte de cisaillement sur les plans focaux. Dans le module d'optimisation rotationnelle, un tenseur de contrainte initial réduit est progressivement ajusté à l'ensemble des données par une procédure impliquant un test itératif d'un certain nombre de tenseurs de stress en calculant la contrainte résolue sur les plans de failles et en déterminant une optimisation afin de

trouver le minimum pour cette fonction et ce pour toutes les configurations possibles des 4 paramètres du tenseur de stress réduit (σ_1, σ_2, σ_3 et R'). Le test d'un tenseur se fait en calculant les deux composantes de la résolution de la contrainte sur le plan de la faille en l'occurrence la contrainte de cisaillement et la contrainte normale. Les deux sont des vecteurs d'orientation avec une direction et une magnitude.

8.2.1 Tenseur des contraintes obtenues des différentes séquences sismiques

Les résultats d'inversion de contraintes des mécanismes focaux (FMs) pour les champs de contraintes de deuxième et troisième ordre ont été présentés dans les sous-sections suivantes. Des champs de contraintes de deuxième et troisième ordre, qui sont liés aux structures tectoniques régionales et locales, sont détectés dans la zone d'étude.

Tenseur de contraintes le long de la bordure sud du Bloc de la Petite Kabylie (zone de faille MAD)

Les Figures 8.3a, b et c montre les inversions des mécanismes focaux (FMs) de la séquence sismique le long de la faille MAD de 2017 qui a répartie en trois régions distincts : Hammam Debbagh à l'Est, El Kanteur au centre et Sidi Dris à l'Ouest, respectivement. Dans la région de Hammam Debbagh, dix FMs ont été construits au cours de la période 2003-2017. L'inversion formelle donne une orientation NNW-SSE (σ_1 = N337°E ± 18.9°) et un régime de décrochement pur (R'=1.63 ± 0.54) et une bonne qualité « B ». L'inversion de sept FMs disponibles du séisme d'El Kantour de 2017 donne les paramètres suivants : L'écart de glissement moyen est de 7.3 et le rang de qualité « B » indique un bon résultat. Les orientations calculées sont 15°/N338°E, 73°/N183°E et 07°/N070°E (pendage/azimut) pour σ_1, σ_2 et σ_3, respectivement. L'indice de régime de contraintes (R' = 1.34 ± 0.81) indique un régime de décrochement pur. L'inversion des dix mécanismes focaux dans la région de Sidi Dris donne un régime de contrainte de décrochement (R'=1.76 ± 0.63) avec une orientation de σ_1 (N345°E± 17.2°). Malgré le nombre relativement faible de données, nous avons obtenu le rang de qualité « A » qui indique des résultats fiables et montre que ce tenseur de contraintes est bien contraint [Bendjama *et al.* 2021].

Une autre séquence sismique a été frappé la région du barrage de Béni-Haroun (Wilaya de Mila) à l'extrémité Ouest de la faille MAD en Juillet-Août 2020. Pour l'ensemble des données (Figure 8.3d), l'inversion de 23 mécanismes focaux indique une orientation sub-verticale σ_2 (86°/N165°E) et subhorizontale σ_1 (04°/N352°E) et σ_3 (00°/N292°E). Cette analyse indique

également un régime tectonique de décrochement pur (R' = 1.53 ± 0.50). La qualité a été ramenée à B et la fonction de minimisation F5 = 12.

Tenseur de contraintes dans la bordure nord du Bloc de la Petite Kabylie (zone de la marge Est Algérien)

La sismicité au large de Jijel était relativement calme pendant plus de 150 ans depuis le séisme de Djidjelli en 1856. Le séisme de Ziama en 2014 et celui de Jijel en 2019 représentent les premiers véritables indicateurs d'une activité sismique au niveau de la marge de Jijel. Aucune activité sismique de ce type n'a encore vraiment été détectée à l'Est de la marge de Jijel, de Collo à Annaba, soulignant que la partie la plus orientale de la marge à une déformation active à ne pas négliger.

La Figure 8.3e montre 7 solutions focales de type inverse qui ont été calculées pour la séquence sismique de Jijel 2019, et une solution focale supplémentaire de type inverse du séisme de Ziama 2014 ; 16 plans au total sont présentés. Tenu compte du petit nombre de mécanismes focaux, la qualité a été ramenée à B et la fonction de minimisation F5 = 10.6. L'angle d'écart moyenne (α = 14.5°) a été obtenu entre le glissement théorique et observé ; il est généralement admis que les écarts de glissement doivent être ≤ 30° pour que la faille active soit compatible avec le tenseur de contraintes calculé. L'inversion des contraintes a résolu une orientation sub-verticale σ_3 (plongement 76°/azimut N169°E), et des orientations sub-horizontales σ_1 (14°/N356°E) et σ_2 (02°/N266°E). Le champ de contraintes actuel est caractérisé par un régime tectonique compressif (R' = 2.96 ± 0.25) [Yelles-Chaouche *et al.* 2021].

Tenseur de contraintes dans la bordure ouest du Bloc de la Petite Kabylie (zone de transfert Béjaia-Babors)

Cette zone est marqué par la survenue de trois événements sismiques : la séquence sismique de Béjaia-Babors 2012-2013, la crise sismique de Tizi N'berber-Darguinah 2018-2020 et le séisme d'El Aouana de 2020.

Tous les 40 FMs pour les séquences sismiques Bejaia-Babors 2012-2020, ainsi que le FM du choc principal du séisme de Lalaam en 2006 (Figure 8.3g), caractérisent le champ de contraintes de la région de Babors comme un régime de contraintes décrochant. La contrainte principale horizontale maximale est orientée N–S ($SH_{max} \sim \sigma_1$ = N000° ± 10.8°) et l'écart de glissement moyen est de 9.9. Le tenseur a un axe σ_2 subvertical (74°/N208°E) et des axes σ_1 (14°/N359°E) et σ_3 (07°/N091°E) subhorizontaux. L'indice de régime de contraintes (R' = 1.41 ± 0.25) indique un régime de décrochement pur [Boulahia *et al.* 2021].

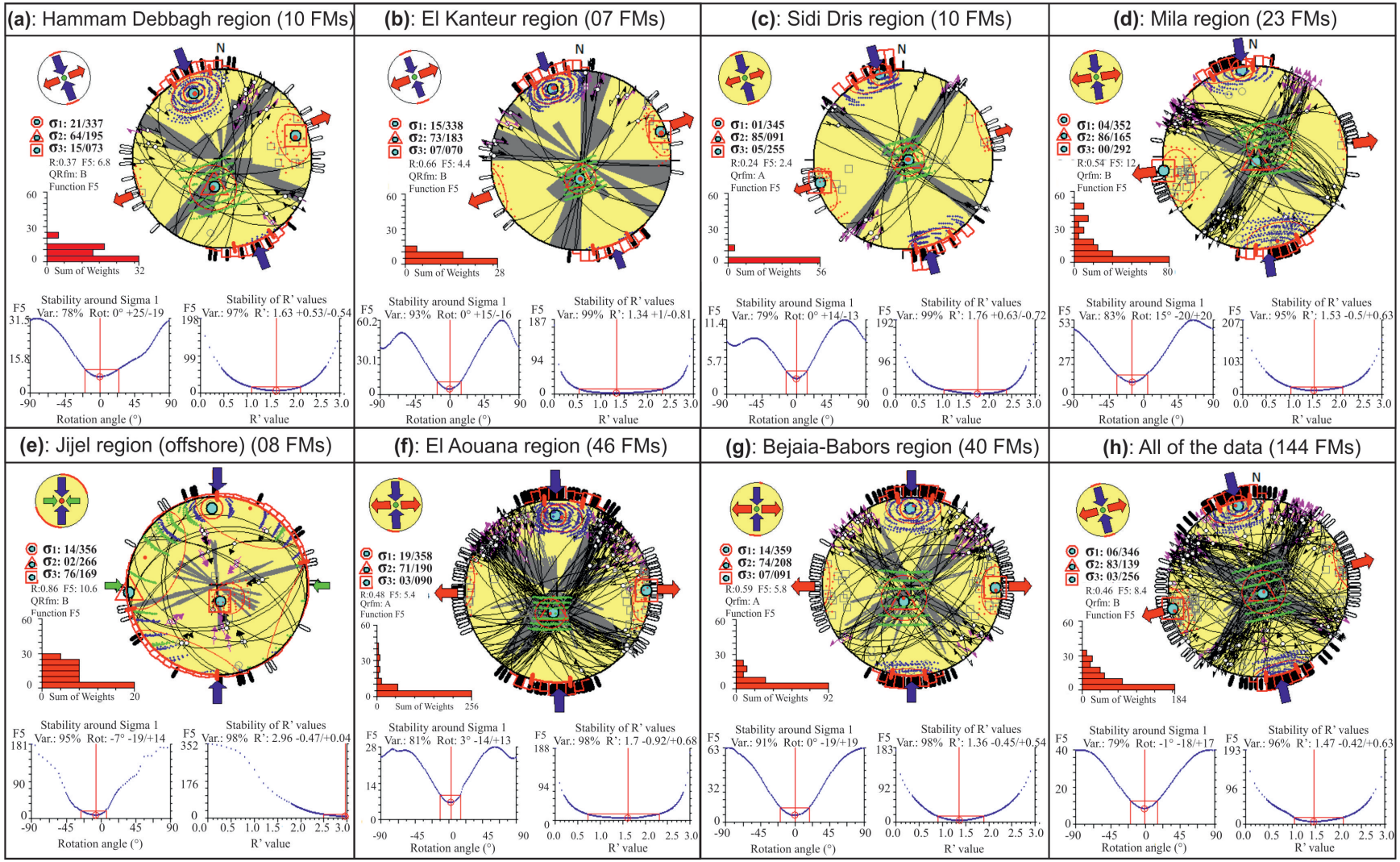


FIGURE 8.3 – Résultats de l'inversion des contraintes et de la sélection du plan focal : hémisphères inférieurs de surface égale (projections stéréographiques de Schmidt) des plans focaux sélectionnés avec les trois axes de contrainte principaux (σ_1, σ_2 et σ_3) et les axes de contrainte horizontaux (SH_{max} et SH_{min}). Les symboles de contrainte montrent les axes de contrainte horizontaux. L'histogramme (coin inférieur gauche de chaque Figure) représente la distribution de la fonction d'inadéquation F5.

Dans la Figure 8.3f, nous avons inversé les 46 solutions focales (92 plans nodaux) du séisme d'El Aouana de 2020. Les plans nodaux sélectionnés sont modérément à fortement inclinés (60°- 90°) avec des orientations NO-SE, et NE-SO. Des plans focaux combinés à des angles élevés et à des angles faibles avec la contrainte principale horizontale maximale orientée près de N-S (SH_{max} = N358°E ±12.1°). L'angle d'écart moyenne est de 5.4 mesure la déviation entre glissement théorique et observé, la qualité est classée "A" et la fonction de minimisation F5 = 7.6 indique que le plan de faille active correspond le mieux au tenseur général. Le tenseur a un σ_2 sub-vertical = 71°/N190°E et sub-horizontal σ_1 = 19°/N358°E et σ_3 = 03°/N090°E, respectivement. L'indice de régime de contrainte (R' = 1.52 ± 0.68) indique un régime de décrochement pur.

Tenseur de Contraintes dans toute la partie Nord-Est Algérienne

Le champ de contrainte de premier ordre est représenté par une inversion conjointe de l'ensemble des 144 données de mécanismes focaux présentes dans la base de données pour la zone d'étude (Figure 8.3h), sans aucune séparation. La majorité des mécanismes focaux ont des plans orientés NW-SE et NE-SW qui sont cohérents avec une compression NNW-SSE. Pour le jeu de données complet, l'inversion des contraintes indique une orientation sub-verticale σ_2 (83°/N139°E) et subhorizontale σ_1 (06°/N346°E) et σ_3 (03°/N256°E). Cette analyse indique que le champ de contraintes actuel est caractérisé par un régime tectonique de type strike-slip (R' = 1.54). La compression horizontale est relativement bien fixée dans la direction NW-SE. La qualité moyenne globale (QRfmf = B) et la dispersion étroite des SH_{max} indiquent que ce tenseur de contraintes s'adapte relativement bien à l'ensemble des données et pourrait donc représenter un champ de contraintes de premier ordre.

8.2.2 Discussion des résultats obtenus

Aux bordures du Bloc de Petite Kabylie (Bloc 2 dans la Figure 8.4a) situé entre la zone de faille MAD (GNC) et les systèmes de failles offshore (OFS), une rotation horaire du champ de contraintes et de vitesses a été observée par rapport à celui obtenu dans le Bloc 1 situé entre la Chaîne des Aurès et la Faille MAD avec une rotation NW-SE qui suit la convergence oblique des plaques africaine et eurasienne (Figure 8.4a). La rotation du champ de contraintes augmente à mesure que nous allons de l'Est (Hammam Debagh) vers l'Ouest pour devenir N-S dans la région Béjaia-Babors (Bejaia, El Aouana et Jijel). L'orientation N-S du champ de contrainte et de vitesses dans le Bloc 2 est probablement dû au mouvement de décrochement dextre E-W de la faille MAD [Bendjama *et al.* 2021, Boulahia *et al.* 2021, Yelles-Chaouche *et al.* 2021]; Abacha et Yelles-Chaouche in prep .

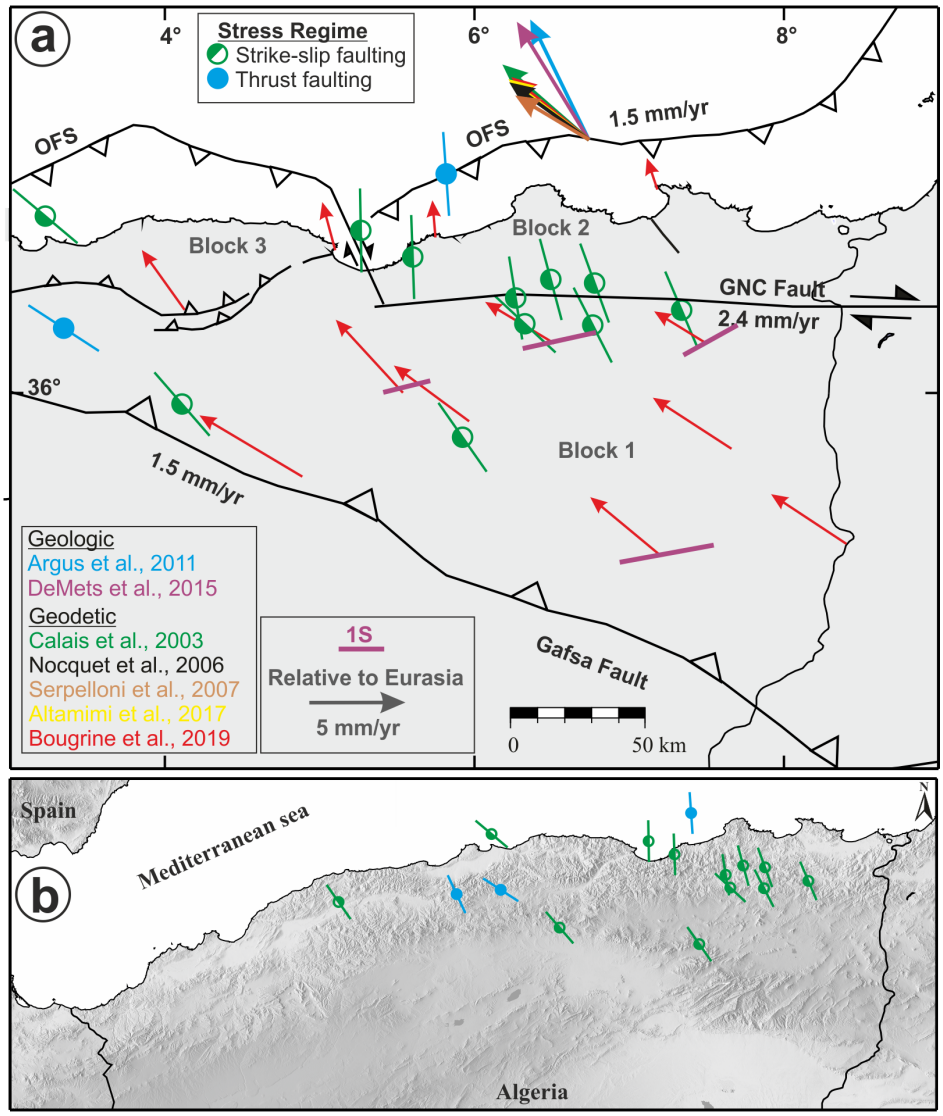


FIGURE 8.4 – (a) Champ de vitesse GPS (flèches rouges ; de Bougrine *et al.* [2019]). Flèches sur l'OFS, vitesses NU-EU prédites à partir de modèles géologiques et géodésiques. Les symboles de contraintes représentaient les orientations SH_{max} (tiré de Abacha et Yelles-Chaouche, in prep). (b) Carte des SH_{max} obtenues à partir de l'inversion des FMs des principaux événements sismiques récents du Nord algérien.

L'orientation N-S le long de la zone de faille MAD est comparables à d'autres system de failles en décrochement dans les limites des plaques majeures, telles que la faille de San Andreas [Hickman et Zoback 2004], la faille Alpine de la Nouvelle-Zélande [Rajabi *et al.* 2016], la grande faille de Sumatra [Mount et Suppe 1992] et le domaine de l'Atlas saharo-tunisien [Soumaya *et al.* 2018], car ils peuvent indiquer des propriétés physiques faibles le long de la zone de faille [Soumaya *et al.* 2018].

L'orientation de SH_{max} dans le Centre et l'Ouest de l'Algérie semble être plus homogène qu'à l'Est de l'Algérie (Figure 8.4b). Les failles actives et la sismicité indiquent une déformation concentrée dans une bande côtière étroite (50 à 100 km de large) qui possède un régime de contraintes compressif. Une orientation NW-SE de SH_{max} a été calculée dans plusieurs régions du centre et du nord de l'Algérie, telles que les régions de Cheliff, Tipaza et Boumerdes, où [Ousadou *et al.* 2014] ont effectué une inversion FMs des événements sismiques les plus forts (les séismes d'El Asnem de 1980, de Tipasa-Chenoua de 1989 et de Boumerdes de 2003).

Des tenseurs de contraintes ont été calculés récemment à partir des FMs dans quatre régions : la séquence de Tadjena en 2006 dans la région du Cheliff [Beldjoudi *et al.* 2009], la séquence d'Alger en 2014 dans la région offshore [Yelles-Chaouche *et al.* 2019], la séquence de Mihoub 2016 dans la région de Médéa [Khelif *et al.* 2018] et la séquence de Médéa en 2007 [Dabouz *et al.* 2021], avec les principaux axes de contraintes de compression (σ_1) orientés respectivement N325°E, N310°E, N302°E et N335°E. En étant co-auteur dans ce dernier article [Dabouz *et al.* 2021], nous avons appliqué une technique différente pour l'inversion des mécanismes au foyer. Nous avons calculé les orientations des axes principaux de l'ellipsoïde du tenseur de contraintes en utilisant l'algorithme *GRID-SIM-STRESS* [Delouis *et al.* 2002]. Les solutions les mieux ajustées indiquent que les deux l'axe σ_1 (07°/N335°E) et σ_2 (06°/N065°E) est horizontaux, et l'axe σ_3 (81°/N192°E) est presque vertical.

Une comparaison de l'orientation SH_{max} moyenne et de la direction du mouvement relatif des plaques entre les plaques africaine et eurasienne a confirmé le caractère homogène de cette partie de l'Algérie, au contrario de la partie Est [Soumaya *et al.* 2018]. L'étude récente de Bougrine *et al.* [2019] montre que la convergence oblique, dans la partie Est, est spatialement partitionnée en trois principales régions : le long des failles de chevauchement offshore avec un taux de 1.5 mm/an, (2) le long de la faille GNC (MAD avec un taux de 2.4 mm/an et (3) le long de la faille de Gafsa avec un taux de 1.5 mm/an. Alors que dans la partie Ouest aucune partition ne se produit et que toute la convergence est accommodée en raccourcissement sur des failles et des plis de chevauchement avec un taux entre 3 à 4 mm/an.

De nombreuses études ont analysé l'état de contraintes à l'échelle Maghrébin [e.g. Buforn *et al.* 2004; 1995, Ousadou *et al.* 2014, Serpelloni *et al.* 2007, Soumaya *et al.* 2018], avec un régime compressif observé dans le centre et l'ouest de l'Algérie, et un régime de décrochement à la fois dans l'est de l'Algérie et dans le Rift marocain. Ils ont lié ces différents régimes à l'effet de bord libre (subduction de plaque ionienne) et à la dynamique de la mer d'Alboran dans les parties orientale et occidentale de la région du Maghreb.

Enfin, les orientations du FMs dans cette étude fournissent également des contraintes sur la géodynamique sous le Nord-Est de l'Algérie. Les orientations NW-SE des axes P et SH_{max} sont perpendiculaires aux directions d'anisotropie (NE-SW) (Figure 8.4a) qui ont été déterminées via une récente analyse de division des ondes de cisaillement dans le Nord-Est de l'Algérie [Radi *et al.* 2015]. Ces résultats sont en accord avec l'interprétation régionale de Soumaya *et al.* [2018], révèlent que le modèle d'écoulement du manteau supérieur sous le Tell oriental est perpendiculaire à SH_{max} et généré par le mouvement de recul vers l'est de la plaque calabraise, comme rapporté par Piromallo et Morelli [2003].

8.3 Interactions entre les tremblements de terre

Le type de concentration de tremblements de terre illustré par les séquences de pré et de post-chocs montre que les tremblements de terre ne sont pas des événements isolés et indépendants. Il semble plutôt que, comme les failles sur une échelle de temps plus longue, les séismes interagissent par le biais de leurs champs de contrainte. Cette interaction ne se limite pas au voisinage immédiat de la rupture de la secousse principale, comme dans le cas de ce que l'on appelle traditionnellement les répliques et les pré-chocs. Les tremblements de terre peuvent être déclenchés (ou inhibés) à de plus grandes distances. Le déclenchement des tremblements de terre peut être classé en deux catégories : le déclenchement en champ proche, à une ou deux longueurs de faille du tremblement de terre responsable, et le déclenchement en champ lointain, à des distances régionales ou télé-sismiques. Le déclenchement en champ proche peut être causé soit par des changements statiques dans le champ de contraintes, soit par un déclenchement dynamique dû aux ondes sismiques, tandis que les effets plus éloignés ne peuvent être causés que par un déclenchement dynamique. Ceci est dû au fait que les contraintes statiques diminuent rapidement avec la distance de la source, alors que les contraintes dynamiques diminuent plus lentement, en particulier dans le cas des ondes de surface. Dans cette section, nous focalisons sur les contraintes statiques.

8.3.1 Déclenchement statique : Charge de contrainte de Coulomb

Les contraintes statiques représentent l'état de contrainte permanent d'une zone donnée. Un changement de contraintes statiques est une modification permanente de cet état qui dépend uniquement du déplacement co-sismique de la faille. Lors d'un séisme, les contraintes sont relâchées le long du plan de faille, et transférées en dehors de la zone de rupture [Chinnery 1963, Das et Scholz 1981], principalement aux extrémités de la fracture. Les

variations spatiales de contraintes statiques décroissent très rapidement en D^{-3} avec D la distance épicentrale [Hill et Prejean 2015]. Par conséquent, le potentiel de déclenchement statique est concentré en champ proche, typiquement à quelques longueurs de faille, rayon où se localisent les répliques.

Plusieurs études de séquences de tremblements de terre ayant lieu sur un même système de failles ont montré que l'occurrence d'un séisme est souvent contrôlée par les changements de contraintes provoqués par un évènement antérieur. C'est par exemple le cas sur la Faille Nord Anatolienne, en Turquie, la migration des grands séismes ayant eu lieu entre 1939 et 1992 est expliquée dans 9 cas sur 10 par une augmentation de contrainte statiques induite par les séismes précédents au lieu du futur épicentre suite au séisme d'Izmit de 1999 [Roth 1988, Stein *et al.* 1997]. L'augmentation des contraintes statiques proches d'un plan de faille va avancer le temps d'occurrence de la rupture.

Afin d'évaluer si le temps d'occurrence d'un séisme s'est avancé ou au contraire éloigné par rapport au temps prédit par les modèles, les sismologues analysent généralement les variations de la contrainte de Coulomb.

Le critère de rupture de Mohr-Coulomb a été largement utilisé pour déterminer les conditions de rupture sur les roches [e.g. Hudson *et al.* 2002, Jaeger *et al.* 2009]. Selon le critère de rupture de Mohr-Coulomb [Scholz 2002, Zoback 2010], la contrainte de cisaillement sur une faille activée doit dépasser la valeur critique τ_c, qui est calculée à partir du coefficient C, de la friction de la faille μ et de la contrainte normale effective σ :

$$\tau_c = C + \mu\sigma \qquad \text{avec :} \quad \sigma = \sigma_n - p \tag{8.1}$$

Où σ_n est la contrainte normale et p est la pression interstitielle. La friction μ des fractures a été mesurée sur des échantillons de roche en laboratoire et se situe généralement entre 0.6 et 0.8 [Byerlee 1978]. Des valeurs plus faibles comme 0.2-0.4 ont également été rapportées pour certaines failles à grande échelle comme la faille de San Andreas [Scholz 2002].

En sismologie, contrairement aux expériences de laboratoire, il est très difficile de calculer la valeur initiale du champ de contrainte dans la croûte. Nous utilisons donc plutôt la variation de contrainte induite par un séisme, c'est-à-dire la différence entre l'état de contrainte final, après perturbation, et l'état initial. Celle-ci engendre le calcul de la variation du critère de rupture de Coulomb (*Coulomb Failure Function* ou ΔCFF ; [Stein *et al.* 1997]) comme un indicateur de l'avancement vers la rupture d'un plan de faille :

$$\begin{aligned} \Delta CFF &= \Delta\tau - \mu(\Delta\sigma_n - \Delta p) \\ &\approx \Delta\tau_s - \mu'(\Delta\sigma_n) \end{aligned} \tag{8.2}$$

Où $\Delta\tau$ correspond à la variation de la contrainte tangentielle projetée dans la direction du glissement, $\Delta\sigma_n$ à la variation de la contrainte normale ($\Delta\sigma_n \geq 0$ dans le cas d'une compression), et Δp à la variation de la pression de fluides entre ces deux états distincts. Ainsi, une augmentation de la contrainte de Coulomb (ΔCFF ≥ 0) indique un accroissement du potentiel de rupture sur la surface plane considérée, alors qu'une diminution (ΔCFF ≤ 0) suggère une réduction de ce potentiel. Une augmentation inférieure à 0.1 MPa est considérée comme suffisante pour favoriser un séisme à une profondeur sismogénique de 5-12 km [King *et al.* 1994].

Dans le cas de changements de contraintes co-sismiques, $\Delta\sigma_n$ et Δp ne sont pas indépendants. Tout changement soudain de la contrainte normale dans un milieu poreux saturé induit un changement correspondant de la pression interstitielle. L'équation la plus générale les reliant est $\Delta p = \beta\Delta\sigma_{kk}/3$, où β est le coefficient de Skempton ($0 \leq \beta \leq 1$) et $\Delta\sigma_{kk}$ est la somme des éléments diagonaux du tenseur des contraintes [Rice et Cleary 1976]. Si l'on peut considérer que le module de cisaillement de la faille est considérablement plus petit que celui de la roche environnante, alors $\Delta p = \beta\Delta\sigma_n$ [Cocco et Rice 2002]. Dans ce cas, la forme simplifiée, l'équation (8.2), peut être utilisée, où $\mu_0 = \mu(1-\beta)$ est appelé le *"frottement apparent"*.

Le calcul de ΔCFF produit par un séisme dépend de la connaissance de la géométrie et de la distribution du glissement du séisme, de la magnitude et de l'orientation supposées de la contrainte régionale, et de la valeur supposée de μ_0. Le calcul est spécifique à l'orientation et au vecteur de glissement de la faille " cible " sur laquelle se produit le séisme présumé déclencher. Le rapport entre l'amplitude de la contrainte régionale et la chute de contrainte du séisme n'est important qu'à proximité de la faille, où les incertitudes sur ΔCFF sont de toute façon toujours dominées par les incertitudes sur la distribution du glissement [King et Cocco 2001]. L'effet des deux devient moins important plus loin de la faille. L'orientation régionale des contraintes est plus importante, mais peut généralement être contrainte dans des limites assez étroites par d'autres informations. L'effet de la valeur supposée de μ_0 est modeste dans la plupart des cas [King et Cocco 2001].

Pour étudier le transfert des contraintes de coulomb, nous avons utilisé le logiciel Coulomb 3.4 [Lin et Stein 2004, Toda *et al.* 2005]. Il est conçu, principalement, pour calculer les déplacements statiques, les déformations et les contraintes à n'importe quelle profondeur, causées par un glissement de faille, une intrusion magmatique ou une expansion/contraction de digue de barrages.

8.3.2 Calculs des variations de contraintes de Coulomb

Nous avons modélisé le transfert de contrainte statique dans un demi-espace élastique [Okada 1992] à l'aide de COULOMB 3.4 [Lin et Stein 2004, Toda *et al.* 2005] pour étudier la relation de déclenchement entre les secousses principales de Jijel 2014 et 2019 ; entre les quatre chocs principaux de la séquence sismique de Béjaia-Babors 2012-2013 ; entre les deux chocs d'El Aouana 2020 et 2021 et finalement entre les trois chocs principaux de la séquence de Médea en 2007. Nous avons évalué les changements de contrainte sur des failles dans un demi-espace homogène, élastique et isotrope avec un module de rigidité de 32 GPa, un module de Young de 80 GPa et un coefficient de Poisson de 0.25, qui sont des valeurs typiques dans la couche sismogénique étudiée ~(4-15 km) [e.g. Kariche *et al.* 2017, Khelif *et al.* 2018, Lin *et al.* 2011]. Nous avons testé différentes valeurs du coefficient de friction effectif, μ', sur une plage de 0.2-0.8. Nos résultats ont révélé que les changements de contraintes statiques ne dépendaient pas fortement des valeurs de coefficient de friction adoptées ; nous avons donc choisi μ' = 0.4 sur la base d'études algériennes récentes [e.g. Beldjoudi 2020, Kariche *et al.* 2017, Khelif *et al.* 2018, Lin *et al.* 2011, Semmane *et al.* 2005, Yelles-Chaouche *et al.* 2019].

Séquence sismique de Jijel en Juillet 2019

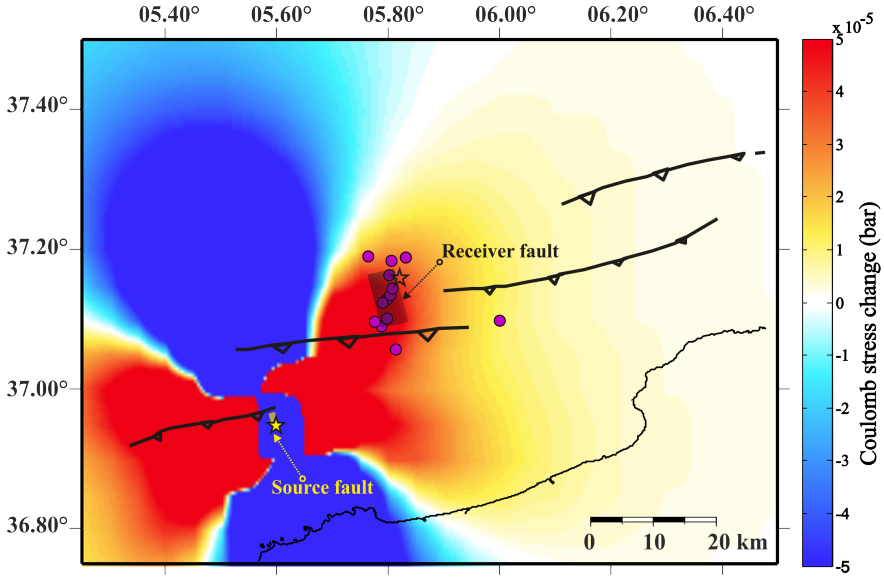


FIGURE 8.5 – Changements de contrainte dus au séisme de Ziama 2014 de M_w 4.1, qui était associé à un segment de faille inverse aligné E-W (jaune). L'alignement E–W de la faille de chevauchement (Azimut N75°E, pendage 32°SSE) du séisme de Jijel 2019 de M_w 5.0 (rouge) et sa distribution de répliques sont également indiquées [Yelles-Chaouche *et al.* 2021].

Le séisme de Jijel de M_w 5.0 du 13 juillet 2019 et le séisme de Ziama de M_w 4.1 du 25

mars 2014 sont les deux plus grands événements récents dans la marge de Jijel. Ils ont probablement été générés par les mêmes failles en échelon mentionnées précédemment. L'occurrence des deux séismes de Jijel et de Ziama nous permet d'envisager un lien probable entre ces deux événements en termes de transfert d'énergie. À cet égard, notre analyse de la variation de la contrainte de Coulomb indique que le plan de faille du séisme de Jijel de 2019 M_w 5.0 et de ses répliques associées s'est produit dans une zone d'augmentation de la contrainte de Coulomb dont les valeurs sont très faibles (de l'ordre de ± 5 Pa, voir Figure 8.5). Les interactions entre les failles, mises en évidence par les changements de contraintes statiques, ont montré que ces "déclencheurs" ont provoqué de petites variations dans le champ de contraintes statiques (≤ 0.1 bar) qui ont la capacité de réactiver des failles proches, proches de la rupture [Marsan 2005, Toda *et al.* 1998, Ziv et Rubin 2000]. Nous notons que des études antérieures [e.g. Nandan *et al.* 2016, Ogata 2005, Ziv et Rubin 2000] ont également mis en évidence l'existence d'un seuil minimal de variation du champ de contrainte statique nécessaire au déclenchement des événements. Plus précisément, Ziv et Rubin [2000] ont trouvé un déclenchement significatif pour des variations de contrainte de Coulomb ≤ 0.01 bar. Des études antérieures ont également fourni des preuves empiriques que les petits séismes peuvent jouer un rôle important dans le déclenchement des séismes [par exemple, Marsan 2005]. Cependant, il n'y a pas d'arguments substantiels en faveur du potentiel du séisme de 2014 M_w 4.1 de Ziama à déclencher le séisme de 2019 M_w 5.0 de Jijel, si ce n'est la distance de ~ 20 km qui les sépare.

Séquence sismique de Béjaia-Babors 2012-2013

Dans les cas de ces séquences de séismes, où plusieurs segments sont impliqués dans le processus de rupture, la migration spatiale de la sismicité est très probablement renforcée par le transfert de contraintes. Pour identifier ce schéma, nous explorons l'interaction entre les segments activés. Nous évaluons les changements de contraintes statiques causés par les séquences sismiques de 2012-2013 à la région Bejaia-Babors. Pour chaque choc principal des quatre séquences, nous calculons le changement de contrainte sur les segments de faille ultérieurs associés aux événements ultérieurs afin de mieux comprendre le lien entre les séquences sismiques. Par la suite, nous désignons les chocs principaux comme l'événement 1, 2, 3 et 4, conformément à l'ordre dans lequel ils se sont produits. Les géométries du plan de faille sont obtenues à partir des solutions du mécanisme focal des événements spécifiés (source et récepteur) et de la distribution spatiale des répliques pour chaque groupe.

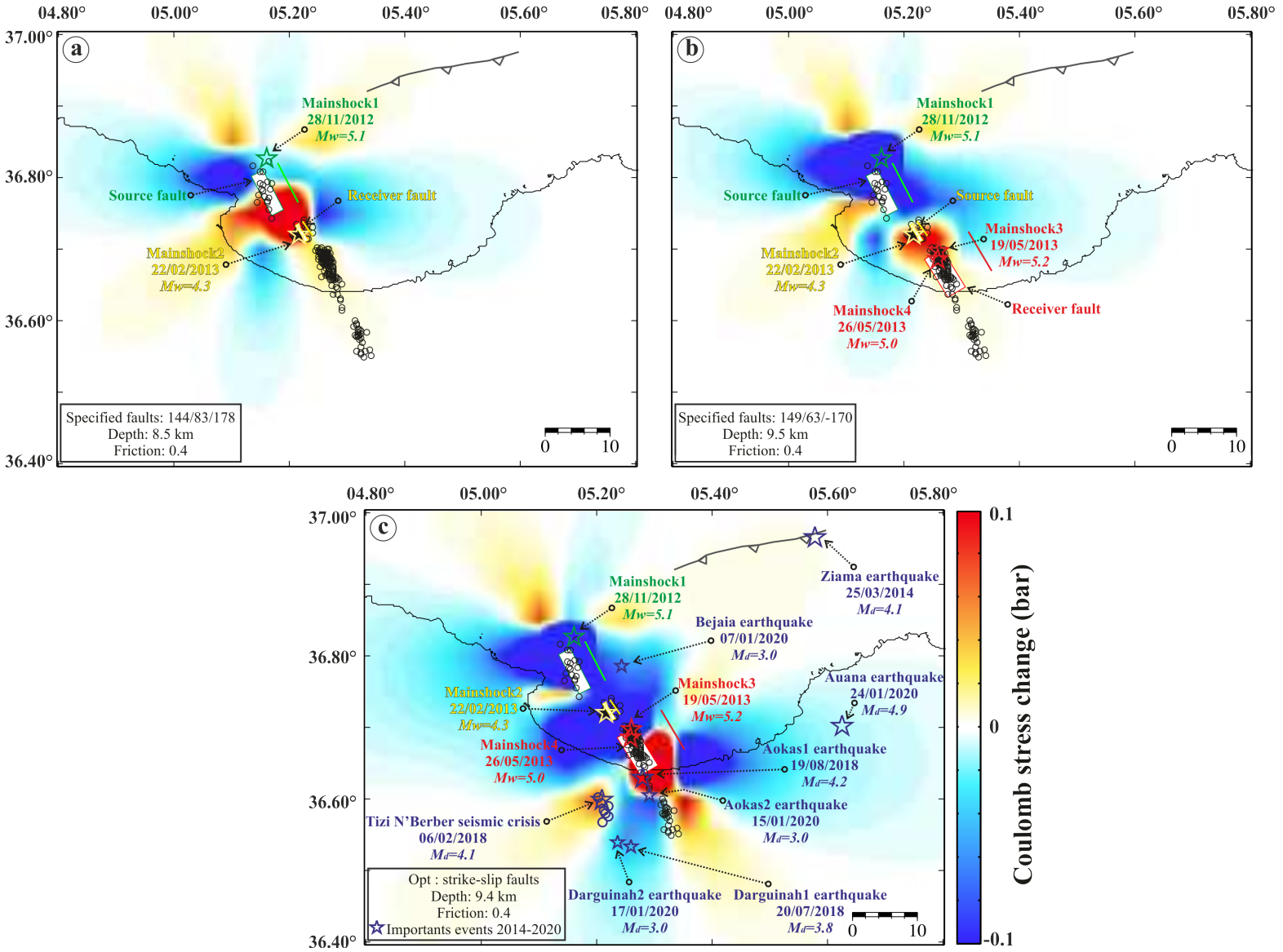


FIGURE 8.6 – Changement de contrainte de Coulomb causé par (a) le séisme de Bejaia de 2012 (événement 1) en termes de déclenchement de l'événement de février 2013 (événement 2), (b) les événements 1 et 2 en termes de déclenchement de la séquence du 19 mai 2013 (événements 3 et 4), et (c) l'effet cumulatif des événements 1 à 4 sur les plans de faille orientés de manière optimale. Les rectangles blancs représentent les failles de surface [Boulahia *et al.* 2021].

La Figure 8.6a y montre les changements de contrainte de Coulomb produits par le glissement associé à l'événement 1, à 8.5 km de profondeur, sur des plans ayant la même orientation que le plan de faille de l'événement 2. Sur la Figure 8.6a, l'étendue de la surface de la faille associée à l'événement 2 est superposée au champ de contraintes. Nous observons que l'événement 2 s'est produit dans le SE de la zone de contrainte de Coulomb accrue et que la plupart des répliques sont associées à des changements de contrainte de Coulomb positifs qui agissent pour déclencher la rupture.

La Figure 8.6b montre le changement de la contrainte de Coulomb causée par les glissements associés aux événements 1 et 2, à une profondeur de 9.5 km, sur des plans ayant la même orientation que le plan de faille des événements 3 et 4 (qui sont interprétés comme ayant eu lieu sur le même segment de faille). Cette Figure 8.6b montre que les glissements précédents des événements 1 et 2 ont augmenté davantage la contrainte de Coulomb dans le SE, où les événements 3 et 4 ont été localisés. Cela explique la migration de la sismicité vers le SE et suggère que les événements 3 et 4 ont été déclenchés par un glissement sur des segments de faille précédemment activés.

Enfin, nous calculons le changement de contrainte statique sur les plans de faille orientés de manière optimale, qui résulte du glissement associé aux secousses principales des quatre séquences (Figure 8.6c). Cette approche ne nécessite pas la prise en compte de l'orientation des failles réceptrices. Pour calculer le plan optimal, nous utilisons les trois axes principaux de contrainte calculés au objectif numéro un. Comme les mécanismes focaux des chocs principaux et des répliques indiquent un mouvement de décrochement, la variation de contrainte statique est calculée sur des plans de décrochement optimaux.

La Figure 8.6c montre le changement cumulatif de la contrainte statique de Coulomb due aux événements 1 à 4 sur des plans de faille orientés de manière optimale à une profondeur de 9.4 km. Une zone de changement positif de la contrainte de Coulomb se présente sous la forme d'un lobe qui s'étend de l'emplacement latéral de l'événement 4 vers le coin SE du volume sismogénique. L'activité de réplique tardive associée à l'amas C4 est située sur les lobes de cette structure. La Figure 8.6c montre également que les épicentres des récents séismes M_d 4.2 Aokas 1 (19 août 2018) et M_d 3.0 Aokas 2 (15 janvier 2020) sont situés au-dessus de cette structure. Des changements positifs de la contrainte de Coulomb se produisent également sur une structure parallèle (orientée NW-SE) où plusieurs séismes récents, comme celui de Tizi N'Berber (6 février 2018) a été localisé.

La distribution spatio-temporelle des séismes a révélé une migration hypocentrale NO-SE à partir du point de départ, suggérant la division de la séquence sismique en cinq de quatre groupes majeurs. La migration hypocentrale a été corroborée par le calcul du changement de

contrainte de Coulomb, indiquant que quatre segments de faille impliqués dans le processus de rupture ont successivement cédé en raison de transferts de contrainte statique.

Séisme de Béjaia 2021 M_w 6.0

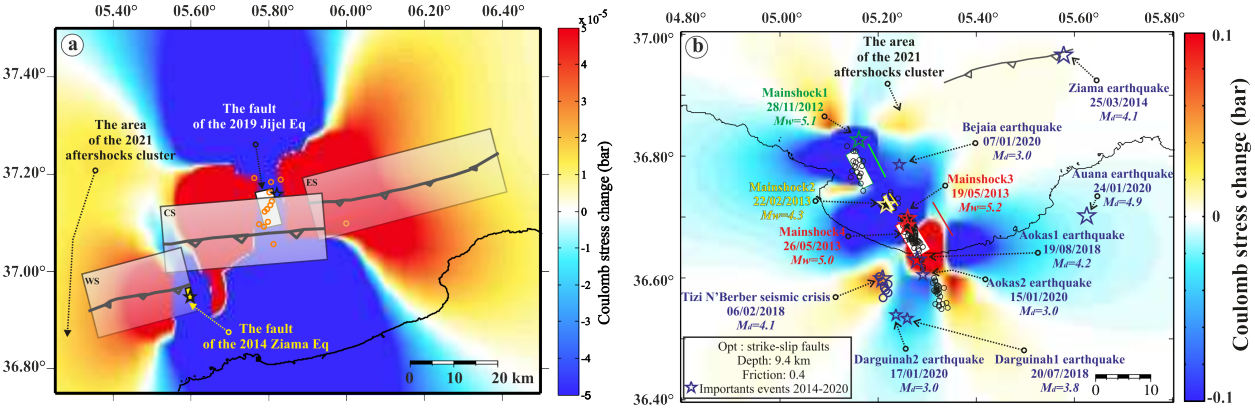


FIGURE 8.7 – (a) Changements de contrainte de Coulomb calculés dus aux séismes de Ziama de 2014 et de Jijel de 2019 (modifié d'après [Yelles-Chaouche *et al.* 2021]). (b) Changement de contrainte de Coulomb causé par l'effet cumulatif des quatre chocs principaux sur des plans de faille orientés de manière optimale (modifie d'après [Boulahia *et al.* 2021])

Notre analyse révèle que les variations de contraintes de Coulomb causées par les deux failles qui ont généré les séismes de Ziama en 2014 et de Jijel en 2019 ont chargé les deux segments ES et WS, et la moitié ouest du segment CS où probablement de futurs séismes seront générés (Figure 8.7a). Effectivement, tous deux évènements ont chargé la zone du séisme de Béjaia 2021 de M_w 6.0 entre BTF et le segment WS (Figure 8.7a). Ce qui est également chargé par les événements de la séquence sismique de Béjaia-Babors le long de la faille NW-SE de BTF (Figure 8.7b).

Séquence sismique El-Aouana en Janvier 2020

Pour déterminer si le séisme d'El Aouanade 2020 (M_w 5.0) a pu déclencher celui de 2021 (M_w 4.3), nous avons calculé les changements de la contrainte de Coulomb. Les résultats de la Figure 8.8 montrent que la rupture de l'événement M_w 4.3 se trouve dans une zone de contrainte de Coulomb positif. Ainsi, il est possible que l'événement M_w 5.0, qui était situé dans une zone complètement détendue, ait rapproché le segment de faille responsable de l'événement M_w 4.3 de la rupture.

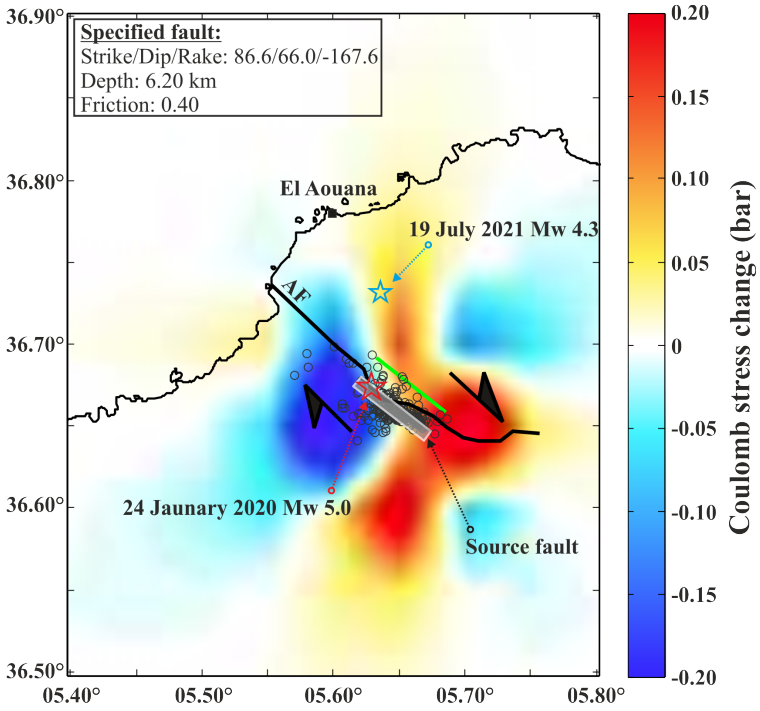


FIGURE 8.8 – Changement de contrainte de Coulomb dû au segment de faille source (azimut N128°E, pendage 74°, angle de glissement -168°) sur le segment de faille spécifié E-W (azimut N87°E, pendage 66° vers SE, angle de glissement -168°) (Abacha et al. In prep).

Séquence sismique de Médéa 2007

Nous tentons de comprendre l'interaction entre les segments de faille en estimant le transfert de contraintes entre les événements. Tout d'abord, nous cherchons à savoir si le premier événement (M_w 4.4) a transmis des contraintes au deuxième événement (M_w 4.1). Ensuite, nous avons cherché à savoir si ces deux événements ont exercé des contraintes sur le troisième événement (M_w 4.6). Nous simulons le transfert de contrainte statique après le premier événement de la séquence sismique dans un demi-espace élastique.

Modification des contraintes après le premier événement : Nous avons d'abord calculé ΔCFF à la profondeur z = 5 km. Nous avons utilisé des paramètres de faille source (strike, dip, rake) de 63°, 70°, -5° pour le premier événement et des paramètres de faille réceptrice de 15°, 65°, -18° pour le second événement. La Figure 8.9 montre quatre lobes positifs, deux aux extrémités de la faille source et deux dans les segments nord-ouest et sud-est, y compris là où se trouve la faille réceptrice. Les autres régions montrent une diminution du ΔCFF. La valeur calculée sous l'épicentre du second événement est ΔCFF = 0.087 bar. Nous avons donc confirmé que le second événement a été chargé par le premier événement (Figure 8.9).

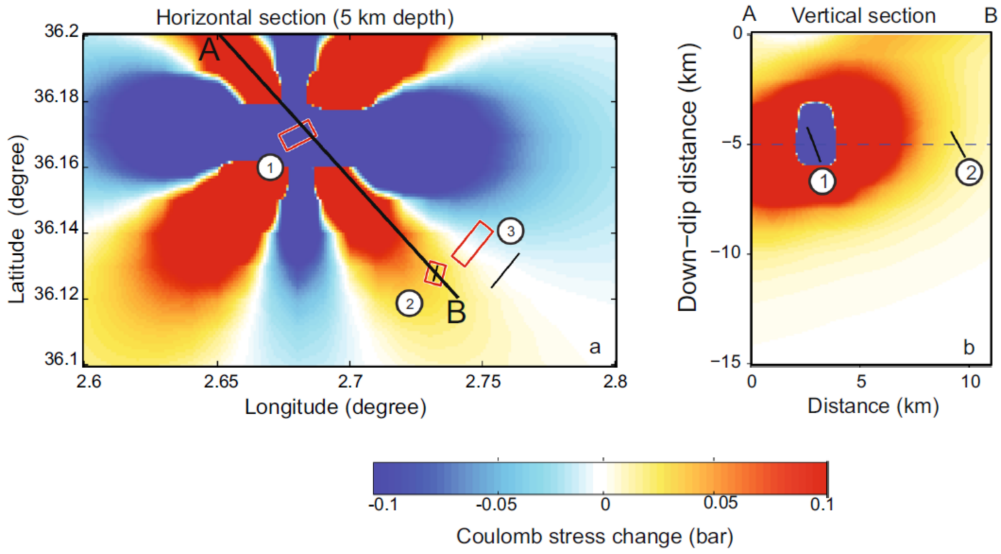


FIGURE 8.9 – Variation de la contrainte de Coulomb (ΔCFF) due à la faille source 1 (strike 65, dip 77, rake -5) sur la faille réceptrice 2 (strike 15, dip 65, rake -18) pour un coefficient de frottement μ' = 0.4. Le bleu indique une diminution de la contrainte ; le rouge et le jaune indiquent une augmentation de la contrainte. (à gauche) Tracé horizontal (vue en plan) calculé à 5 km de profondeur. Les rectangles rouges représentent une projection horizontale de tous les segments de faille. (à droite) Coupe transversale A-B de a. 1 et 2 indiquent les failles source et réceptrice, respectivement. [Dabouz *et al.* 2021].

Changement de contrainte après le deuxième événement : Nous avons calculé le ΔCFF à z = 10 km pour deux valeurs de référence de μ', μ' = 0.4 et 0.1. Nos paramètres de faille source sont les plans des premiers et deuxièmes événements, et les paramètres de faille réceptrice sont 219°, 74°, et -5° pour le troisième événement. La faille réceptrice est située au sud-est du premier événement et au nord-est du deuxième événement. ΔCFF = 0.003 bar pour μ' = 0.4 (Figure 8.10a), ce qui est bien inférieur à la limite de déclenchement des séismes de 0.1 bar [King *et al.* 1994]. Nous diminuons μ' à 0.1 pour explorer la sensibilité au coefficient de friction, ce qui diminue l'influence de la contrainte normale (σ_n) et augmente l'influence de la contrainte de cisaillement (s) sur le ΔCFF (Figure 8.10b). On constate que le ΔCFF augmente jusqu'à 0.007 bar, ce qui est légèrement supérieur à la valeur obtenue pour μ' = 0.4, mais reste inférieur au seuil de déclenchement des séismes de [King *et al.* 1994]. Par conséquent, un niveau de déclenchement ≤ 0.1 bar peut avoir été suffisant dans ce cas puisque le troisième événement s'est produit lorsque le ΔCFF était inférieur à ce seuil critique.

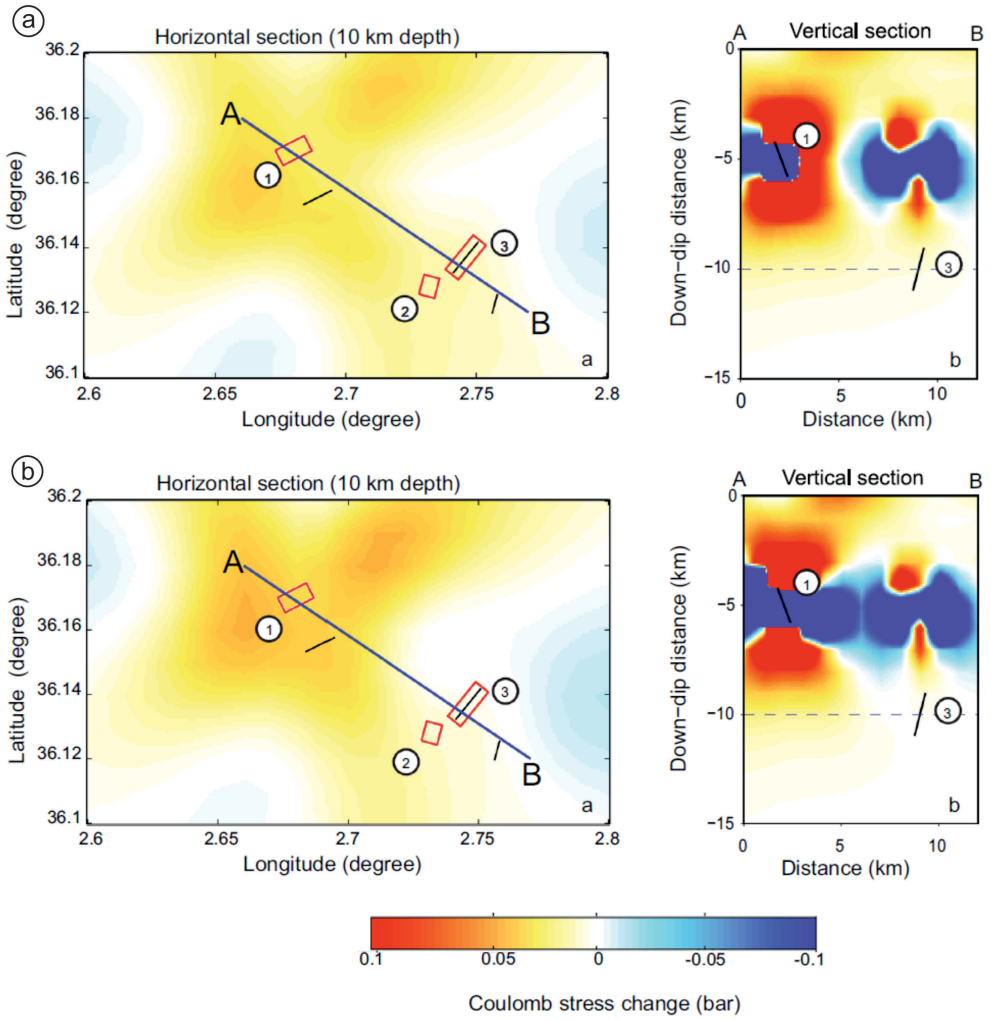


FIGURE 8.10 – En haut ΔCFF dû aux failles sources 1 et 2 (strike 15, dip 65, rake -18) sur la faille réceptrice 3 (strike 219, dip 74, rake -5) pour μ' = 0.4. (a) Coupe horizontale (vue en plan) calculée pour μ' = 0.4 à 10 km de profondeur. (b) une coupe verticale A-B en a qui montre les variations du ΔCFF avec la profondeur. La faille source comprend ici les contributions combinées des failles 1 et 2 (non représentées sur la Figure). La faille 3 est la faille réceptrice. En bas ΔCFF dû aux failles source 1 et 2 sur la faille récepteur 3 pour μ' = 0.1. La Figure est structurée de la même manière que celle en haut. [Dabouz *et al.* 2021]

8.4 Séismes induit par les fluides

8.4.1 Contexte de base

La circulation de fluides dans la croûte peut avoir une grande influence sur la naissance ou non de séismes à cause des variations de contraintes que ces fluides induisent. Effec-

tivement, en augmentant la pression interstitielle, ils réduisent les contraintes normales effectives appliquées le long de structures préexistantes, ce qui tend à empêcher la rupture cassante [Nur et Booker 1972]. En diminuant la contrainte normale, la résistance au glissement en cisaillement sur le plan de faille est alors réduite, facilitant la rupture sismique ou asismique [King Hubbert et Rubey 1959]. Les fluides ont donc tendance à favoriser l'affaiblissement de la faille et donc le glissement sismique dans ce cas. Cependant, une chute de pression interstitielle peut au contraire stabiliser la faille et la bloquer, amenant parfois des périodes de quiescence sismique.

8.4.2 Implication des fluides dans les séquences de Béjaia-Bobors 2012-2013

Nous avons calculé la diffusivité interne de chaque cluster pour la séquence sismique de Bejaia-Babors 2012-2013 en supposant un processus de diffusion de la pression interstitielle et en analysant les variations spatio-temporelles de la sismicité. Sur la base de la loi de Darcy et de la poro-élasticité avec un fluide visqueux, la perturbation de la pression interstitielle p due à l'intrusion d'un fluide à haute pression dans la masse rocheuse peut être décrite par l'équation de diffusion :

$$\frac{\partial P}{\partial t} = D\nabla^2 p \tag{8.3}$$

Où D est la diffusivité hydraulique, généralement comprise entre 0.01 et 10 m^2/s dans la croûte terrestre [Scholz 2002], et proportionnelle à la perméabilité. Lorsqu'elle est appliquée à la sismicité induite par une injection transitoire de fluide à partir d'une source ponctuelle, et en considérant un milieu homogène isotrope, la distance (rayon) d au front de pression diffusant déclenchant la sismicité peut être approximée par :

$$d = \sqrt{4\pi D t} \tag{8.4}$$

Où t est le temps de début relatif de l'injection [Shapiro *et al.* 1997].

L'application de ce modèle aux séismes naturels n'est cependant pas simple car (1) l'emplacement de la source de fluide et sa géométrie sont inconnus et (2) les séismes doivent se produire à un stade précoce de la diffusion de la pression interstitielle pour résoudre la dépendance temporelle du rayon en fonction de $\sqrt{t}$ [Pacchiani et Lyon-Caen 2010]. La propagation initiale de la pression interstitielle pourrait être sismiquement silencieuse. Ici, les coefficients de diffusion sont estimés en considérant le premier événement du multiplet comme un point d'injection et en supposant une diffusion isotrope de la pression inter. Ce

point de départ correspond approximativement le lieu de la première fracturation, reliant le réservoir de fluide aux failles activées.

Le rôle des fluides a été abordé dans plusieurs études précédentes [e.g. Bourouis et Cornet 2009, Chen *et al.* 2012, Duverger *et al.* 2015]. En effet, comme nous avons remarqué le modèle de migration dans les séquences sismiques de Bejaia-Babors (Figure 8.11), nous avons étudié la migration de la sismicité pour explorer si les fluides sont impliqués dans les défaillances successives. Les essaims transportés par des fluides peuvent être modélisés comme un processus de diffusion, avec une diffusivité allant de 0.02 à environ 10 m^2 /s [e.g. Do Nascimento *et al.* 2005, Parotidis *et al.* 2003, Shapiro *et al.* 2005].

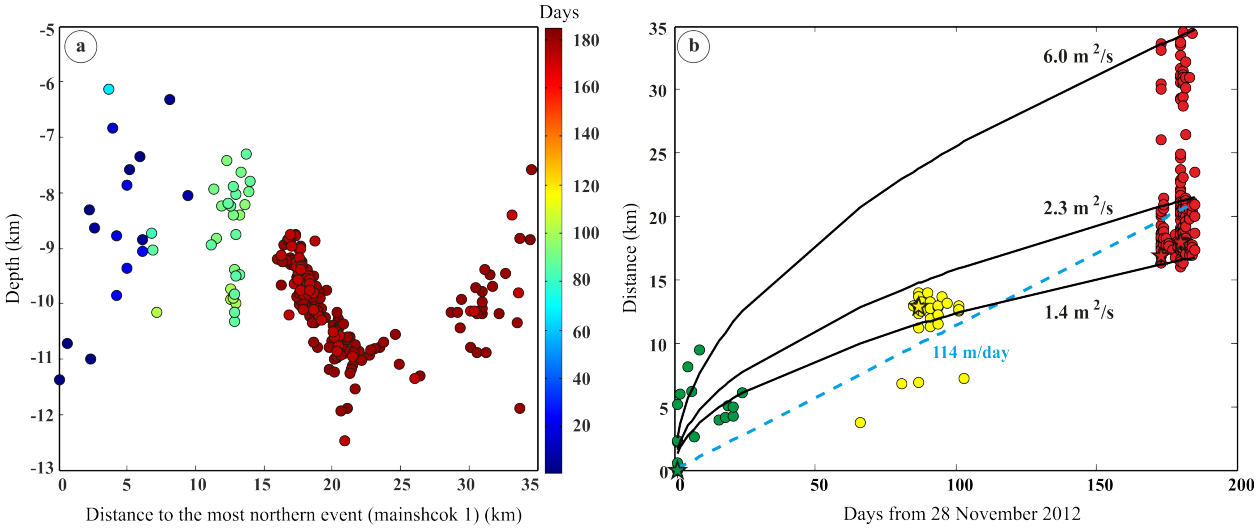


FIGURE 8.11 – (a) La carte montre un schéma de migration, vers la partie SE , d'évènements de les séquences sismiques de Béjaia-Babors 2012-2013. (b) Séparation hypocentrale d'événements avec le temps depuis le premier événement pour toute la séquence. Les courbes noires épaisses montrent des taux de diffusion de 1.4 m^2/s, 2.3 m^2/s et 6 m^2/s, respectivement. La ligne bleue en pointillés est une vitesse de migration constante de 144 m/jour. Les cercles colorés sont des épicentres dans des groupes identifiés : C1 (vert), C2 (jaune) et C3–C4 (rouge).

La diffusion du fluide interstitiel se fait généralement à des vitesses de l'ordre de quelques mètres par jour, généralement beaucoup plus lentes que la migration due au glissement sismique, qui se fait généralement à des kilomètres par heure [Roland et McGuire 2009]. La Figure 8.11 montre que la sismicité se propage à une vitesse similaire à celle de la diffusion, de l'ordre de 5-6 m^2/s, soit une vitesse de migration constante de l'ordre de 114 m par jour. Cet ordre de vitesse de migration pourrait être associé à l'écoulement de fluides dans un volume fracturé. Nous avons alors conclu que les fluides ont joué un rôle dans l'évolution spatio-temporelle des séquences de Bejaia-Babors.

8.5 Conclusion

La présente étude fournit des informations sur le champ de contraintes actuel et la tectonique active du Nord-Est Algérien par une inversion des mécanismes focaux. Les mécanismes focaux montrent l'existence d'un régime dominant de type décrochement le long de la faille MAD et de la région de Bejaia-Babors, avec quelques cas de chevauchement dans le système inverse offshore du bloc de la Kabylie. Les tremblements de terre qui dominent les mécanismes de décrochement s'accordent bien avec les tendances régionales des failles géologiquement cartographiées avec un sens de mouvement dextre. Des solutions de plan de faille ont été dérivées pour 144 séismes. Les axes P&T sont grossièrement horizontaux et caractérisent un mouvement de strike-slip avec une compression NW-SE et une distension NE-SW le long de MAD et une compression N-S et une distension E-W à Bejaia-Babors. Sur la base de ce jeu de données, une inversion des solutions du plan de faille a été réalisée. Les axes de contrainte maximale de compression (σ_1, σ_3) sont orientés principalement près de l'horizontale ou subhorizontale. L'orientation de la contrainte intermédiaire σ_2 est plus verticale, ce qui indique que le champ de contrainte réel est entraîné par un mouvement de glissement transpressif dominant. La distribution de la contrainte horizontale maximale (SH_{max}) montre un net maximum dans une direction NW-SE le long de MAD et N-S à Bejaia-Babors, tandis que la contrainte horizontale minimale (SH_{min}) révèle une direction NE-SW et E-S, respectivement. La rotation dans le sens des aiguilles d'une montre enregistrée est due au cisaillement de la faille MAD [Bendjama *et al.* 2021, Boulahia *et al.* 2021, Yelles-Chaouche *et al.* 2021]. Les résultats sont en bon accord avec le modèle de contrainte de champ publié dans la carte mondiale des contraintes Heidbach *et al.* [2016] et l'orientation de la carte des contraintes horizontales maximales de la région du Maghreb [Soumaya *et al.* 2018]. Les orientations du FMs dans cette étude fournissent également des contraintes sur la géodynamique sous le Nord-Est de l'Algérie. Les orientations NW-SE des axes P et SH_{max} sont perpendiculaires aux directions d'anisotropie (NE-SW) [Radi *et al.* 2015]. En accord avec les interprétations qui révèlent que le modèle d'écoulement du manteau supérieur sous le Tell oriental est perpendiculaire à SHmax et généré par le mouvement de recul vers l'est de la plaque calabraise, comme rapporté par Piromallo et Morelli [2003]. De même, comme le montrent les récents relevés GPS géodésiques [Bougrine *et al.* 2019], les déformations transpressives issues de l'inversion formelle des contraintes sont presque parallèles à la direction de la convergence NW-SE entre l'Afrique et l'Eurasie.

Nous avons modélisé l'évolution des contraintes de Coulomb coséismiques et postséismiques pour certains séismes qui se sont produits à Bejaia-Babors, El-Aouana, et dans la

partie offshore. Nos résultats montrent que la majorité des failles sources sont partiellement ou totalement localisées dans des zones de chargement de contraintes positives produites par des séismes précédents. Ceci indique que la distribution spatiale des séismes dans la région est contrôlée par des processus de redistribution des contraintes cosismiques et postsismiques. La séquence de Béjaia-Babors a montré deux facteurs moteurs distincts le chargement tectonique et les fluides. Les évènements de la séquence Béjaïa-Babors se propagent à un rythme similaire à celui de la diffusion, de l'ordre de 5-6 m^2/s, et une vitesse de migration constante de l'ordre de 114 m par jour. Les processus de diffusion de fluides avec les variations des contraintes de Coulomb semblent avoir co-modulé la rupture sur la faille BTF par la rupture ultérieure de plusieurs segments de faille, une fois qu'ils ont été atteints par la perturbation de pression.

Conclusion générale et perspectives

Cette thèse se veut une étude de la source sismique des séismes Algériens récents permettant de comprendre le fonctionnement des failles pendant la genèse des tremblements de terre. L'étude de la source sismique présente des facettes très diverses ayant des implications sociétales importantes particulièrement pour la quantification de l'aléa sismique d'une région donnée. L'évaluation de l'aléa sismique requière une caractérisation exacte des paramètres et une identification des sources sismiques.

Cette thèse présente des études détaillées sur les séismes et les séquences des répliques associées qui se sont produits dans différentes régions du pays entre 2010 et 2021, en utilisant des données numériques de qualité, qui proviennent du réseau sismologique permanent algérien (ADSN) et des différents réseaux sismologiques temporaires installés dans les zones épicentrales. Plusieurs résultats peuvents être retracés dans cette conclusion.

Le réseau ADSN a montré depuis son installation son importance et son efficacité dans les analyses sismologiques de la sismicité algérienne. Notamment qu'il dispose d'une densité relativement bonne qui assure une bonne couverture azimutale et l'enregistrement d'un nombre conséquent d'évènements.

Les études réalisés au cours de cette thèse n'auraient pas pu être possible sans une préparation rigoureuse des données, la création des bases de données brutes, les bases de données évènementielles, et le dépouillement des temps d'arrivés. Un travail conséquent en termes de temps et d'énergie, mais d'une importance crucial. La structuration des données, les bases de données interactive, l'automatisation des opérations pour les différentes séquences constituent les éléments qui facilite le travail de recherche, optimise également l'utilisation du temps, être efficace et réactive. La maitrise de l'instrumentation du réseau national pour la déconvolution de la réponse instrumentale par exemple, et l'étude de la capacité de détection du réseau, a ouvert la porte pour des études importantes qui nécessitent une analyse des formes d'onde comme la détermination des paramètres de la source et l'inversion du tenseur des moments.

Plusieurs techniques de localisation et de relocalisation ont été développées et exploitées depuis plus d'un quart de siècle. Cette thèse présente les méthodes de localisation et de relocalisation employée, notamment celle basée sur l'identification et la classification des multiplets qui regroupent des séismes dont les formes d'onde sont jugées suffisamment semblables. Appliquée pour la première fois sur des séquences sismiques en Algérie sa mise en œuvre a nécessité un travail colossal de programmation et de traitement du signal pour développer, améliorer et adapter des codes aux données utilisées dans cette étude. Nous avons appliqué ces méthodes à plusieurs séquences sismiques importantes qui se sont produites entre 2010 et 2021. L'utilisation de plusieurs modèles de vitesse a été déterminant pour la localisation des différentes séquences sismiques. Pour chaque région, un modèle de vitesse différent a été attribué. Les mécanismes aux foyers sont généralement déterminé par l'une des deux approches suivantes : (1) à partir de polarités des premiers arrivées (ondes P) au niveau de chaque station, (2) par inversion des formes d'ondes de quelques séismes modérés survenus entre 2010 et 2021.

Cette thèse comprend la description des procédures et des étapes adoptées pour le traitement et l'analyse des données sismologiques pour l'estimation des paramètres de la source sismique. Des programmes en langage MATLAB ont été développés pour mettre en œuvre une méthode spectrale afin d'extraire les différents paramètres. Nous avons établi des lois d'échelle entre les paramètres de la source des séismes de deux régions Est à Beni-Ilmane et Béjaia-Babors. Nous avons appliqué ces lois d'échelles pour déterminer les paramètres de la source de quelques séismes historiques. Du point de vue des applications du génie sismique, cette étude a fourni des informations sur les lois d'échelle et plus particulièrement les paramètres de la source sismique (f_c, f_{max}, M_0, M_w, $\Delta\sigma$, r, et U). Ces paramètres physiques de la source sismique constituent des ingrédients importants pour l'estimation des mouvements forts du sol en utilisant des modèles de source stochastiques, la prédiction de la taille du séisme, la simulation numérique des ruptures ou la connaissance du temps de retour moyen des séismes. Le travail s'est poursuivi sur cette même rubrique des paramètres de la source par l'obtention de résultats préliminaires très prometteuse, qui consistent à s'affranchir des valeurs a-priori de l'atténuation géométrique, anélastique, et des effets de site dans le calcul des paramètres de la source. Nous avons mis en œuvre une nouvelle méthode qui s'appelle EGF *"Empirical Green Function"*. Nous avons appliqué cette méthode pour caractériser les paramètres de la source des séismes de la 1er séquence de 2020 généré par la faille Nord–Constantinoise dans la région de Mila.

Les séquences sismiques de la période 2010-2021 analysées dans cette thèse à travers les différentes méthodes élaborées, nous ont permet de progresser la compréhension du contexte sismotectonique de la région d'étude. La sismicité récente a été localisé principalement dans

trois zones sismogènes : (1) La zone Hodna-Bibans qui a connu trois séquencés sismiques le long de la chaîne des montagnes d'El-Hodna, initiée par celle de Beni-Ilmane de 2010 , puis la séquence d'Ain Azel de 2015 et enfin, le séisme d'Ain Azel de 2020. (2) La zone du Bloc de la Petite Kabylie (Lesser Kabylia Block) : aux alentours du bloc plusieurs séquences sismiques se sont produit, amorcés par les séquences de Bejaia-Babors 2012-2013 [Boulahia *et al.* 2021] jusqu'au plus grand évènement jamais enregistré dans la région celui de Béjaia de 18 Mars 2021 de M_w = 6.0. (3) la zone Algéroise, plus précisément dans l'Atlas de Blida qui forme la bordure sud du bassin de Mitidja, deux séquences sismiques étudiées dans le cadre de cette thèse ont eu lieu. Il s'agit de la séquence sismique de Média en 2007 [Dabouz *et al.* 2021] et celle de Hammam Melouane 2013-2016.

(1) La zone Hodna-Bibans : Cette zone a été le siège de la séquence sismique de Béni-Ilmane de 2010 ; en plus des trois évènements de $M_w > 5$, elle est caractérisée par une grande productivité de répliques sismiques. Une des sept publications scientifiques sur la séquence a bénéficié de notre participation, nous avons mis en œuvre une méthode spectrale dans Abacha *et al.* [2019]. Dans ce travail nous avons utilisé, pour la première fois en Algérie, les spectres des ondes P et S ensemble pour estimer les paramètres de la source. Nous avons extrait également des lois d'échelles qui ont contribué à attribuer des paramètres physiques au séisme historique de Melouza 1960. Le travail a examiné aussi l'interaction entre les évènements sismiques de la séquence en appliquant une analyse statistique en terme des lois de Gutenberg-Richter et la loi Gamma. A partir de ces deux lois statistiques, nous avons constaté que cette séquence sismique est probablement liée à la tectonique active du système de failles de Beni-Ilmane et a été déclenchée par des interactions entre événements sismiques.

Un deuxième travail a été réalisé sous forme d'un mémoire de Master [Roubeche 2019] sur la relocalisation et l'analyse spatio-temporelle des répliques de la séquence sismique de Béni-Ilmane par identification et classification des évènements en multiplets également une première en Algérie. Nous avons obtenu 22 multiplets composés au moins de quatre séismes. La relocalisation fine des 22 multiplets a révélé l'emplacement de plusieurs segments de faille. L'évolution spatio-temporelle de la sismicité relocalisée découle sur plusieurs observations qualitatives importantes. Dont une migration de la sismicité de la faille E-O au début de la séquence vers la faille NNE-SSO par la fin de la séquence. Une autre observation sur les groupes des multiplets d'un point de vue strictement temporel, Ils pouvaient avoir une activité très courte et parfois étalée sur une période plus longue ; elle varie de plusieurs heures à plusieurs jours. En prenant en compte les chocs principaux de cette séquence et la période d'activité des multiplets, les observations montrent que cette crise appartient au cycle précurseurs-choc principal-répliques.

La séquence sismique d'Ain Azel de 2015 s'est produite dans la partie sud-est du massif d'El-Hodna, le long du même front de tendance WNW-ESE qui a produit la séquence sismique Beni-Ilmane de 2010 au Nord-Ouest de la chaîne El-Hodna. La relocalisation de la séquence a été exposé dans un mémoire de Master [Rahmani 2019]. Le groupe principal de 864 événements relocalisés s'est produit le long de deux principales segments de failles de décrochement dextre orientés ENE-WSW et WNW-ESE en forme de V, associés aux chocs principaux du 15 mars (M_w = 4.7) et 21 mars 2015 (M_w = 4.9), respectivement. Cinq ans après, un autre séisme de magnitude encore plus forte M_w = 5.0 a frappé 10 km à l'Est de la séquence de 2015.

Entre les régions de Beni-Ilmane et Ain Azel, un séisme de magnitude M_d = 4.6 a eu lieu le 24 février 2021. Le front de déformation sud de l'Atlas Tellien manifeste à travers ces séismes sa nature tectoniquement active.

Finalement, une question qui se pose, quelle est le rôle jouer par ce linéament de la chaine d'El-Hodna affecté par plusieurs failles actives? quelle part de déformation absorbe-t-il? Bougrine *et al.* [2019] ont estimé un taux de déformation de 1.5 mm / an, le long de ce système de failles.

(2) La zone du Bloc de la Petite Kabylie : D'un point de vue sismologique, la limite ouest du bloc a enregistré dans la période récente un seul séisme important celui de Laâlam 2006 [Beldjoudi *et al.* 2009]. En revanche, les séquences sismiques récentes ont avancé énormément les connaissances du cadre sismotectonique de la région.

Premièrement, dans la bordure Nord du BPK (marge orientale algérienne). La sismicité le long de la marge orientale algérienne a été mal connu pendant un siècle en raison d'un manque en investigations marines et d'un handicape de la couverture du réseau sismique. L'arrivée de plusieurs projets marins, MARADJA 1 (2003), MARADJA2/SAMRA (2005), et SPIRAL (Sismique Profonde de la Région Algérienne en 2009) ont servi à la cartographie des structures géologiques clés de la marge algérienne [e.g. Bouyahiaoui *et al.* 2015, Domzig 2006, Kherroubi *et al.* 2009, Medaouri *et al.* 2014, Mihoubi *et al.* 2014]. La sismicité dans la marge de Jijel était relativement calme pendant plus de 150 ans après le séisme historique de 1856 à Djidjelli. L'apparition de deux événements de $M_d \geqslant 4.1$ sont la première signature instrumentale de l'activité tectonique de la zone. Le premier évènement du 25 mars 2014 (M_w = 4.1) est situé à 20 km au Nord-Ouest de la ville de Jijel généré sur une faille chevauchante E-W. Par contre, le deuxième évènement du 13 juillet 2019 (M_w = 5.0) est situé à 40 km au nord de la ville de Jijel généré, également, par une faille chevauchante orientée ~E-W (Figure 9.1 ; [Yelles-Chaouche *et al.* 2021]. Pas de sismicité significative n'a été enregistrée à l'extrême Est de la région de Jijel, de Collo à El Kala (limite algéro-tunisienne). Le processus

de déformation dans cette zone reste un sujet de débat, malgré des nouvelles preuves d'une réactivation tectonique contractionnelle, ce système tectonique soutient l'hypothèse d'un début de subduction de la lithosphère océanique du Néogène dans le contexte de la convergence Afrique-Eurasie [Kherroubi *et al.* 2009].

Deuxièmement, la limite Ouest du BPK lieu de plusieurs séquences sismiques récentes. La séquence sismique Béjaia-Babors 2012-2013 marqué par l'occurrence d'une série de trois chocs principaux de magnitudes > 5. La relocalisation de haute précision des 252 événements, conjoint aux solutions des mécanismes focaux, ont montré une faille de décrochement dextre, orientée NO-SE, appelé la faille transversale des Babors ou BTF, qui s'étend de la chaîne des Babors jusqu'au golfe de Béjaïa sur une longueur d'environ 35 km. Les événements sismiques ont été distingué sur quatre amas *« clusters »* (C1-C4) générés par la rupture de quatre segments de faille (S1-S4). L'analyse statistique et la variation de la contrainte statique montrent une migration de la rupture du NO vers le SE, par une coaction d'un chargement tectonique et des forces motrices des fluides [Boulahia *et al.* 2022; 2021].

Pas loin à l'ouest de BTF, un groupe de 11 événements ont été enregistré entre 2018 et 2020. Ils ont révélé un autre segment de faille appelé (TZNB-DF ou TDF), qui montre la même orientation et le même mouvement de BTF [Boulahia *et al.* 2021]. L'ensemble des failles de Laâlam responsable du séisme de 2006, de BTF, de TDF, et du linéament en mer déterminée par la compagne MARADJA forment un système de failles disposés en échelon qui agissaient comme une zone de transfert entre le system de failles inverses dans la partie offshore (OFS) et la faille décrochante GNC (Gharimadou-North-Constantine) (Figure 9.1b). L'arrivée du séisme d'El Aouana de 2020 de Magnitude M_w = 5.0 localisé dans cette zone de transfert à l'extrémité est sur une faille de décrochement dextre également de la même orientation, cette preuve supplémentaire sur ce couloir de décrochement pose la question sur l'existence d'une zone de cisaillement *« Shear zone »*? Nous travaillerons actuellement sur cette hypothèse.

Troisièmement, la limite sud du BPK, le long de la faille MAD caractérisée par une sismicité intense mais de magnitudes faibles à modérées. La séquence sismique de 2017 le long de cette faille, s'est produite dans trois régions distinctes [Bendjama *et al.* 2021] : La région d'El Kantour au centre, où la distribution des répliques montre un segment orienté N110^{o}E de la faille principale. Dans la région de Sidi Dris à l'ouest de MAD, la distribution des répliques révèle deux segments transversaux orientés NNE-SSO. Dans la région de Hammam Debbagh à l'Est de MAD le segment responsable est de décrochement dextre orienté NO-SE. Pour la séquence sismique de Mila en 2020 caractérisée par l'occurrence de deux chocs principaux : le 17 juillet de magnitude M_w = 4.9 associé à une première

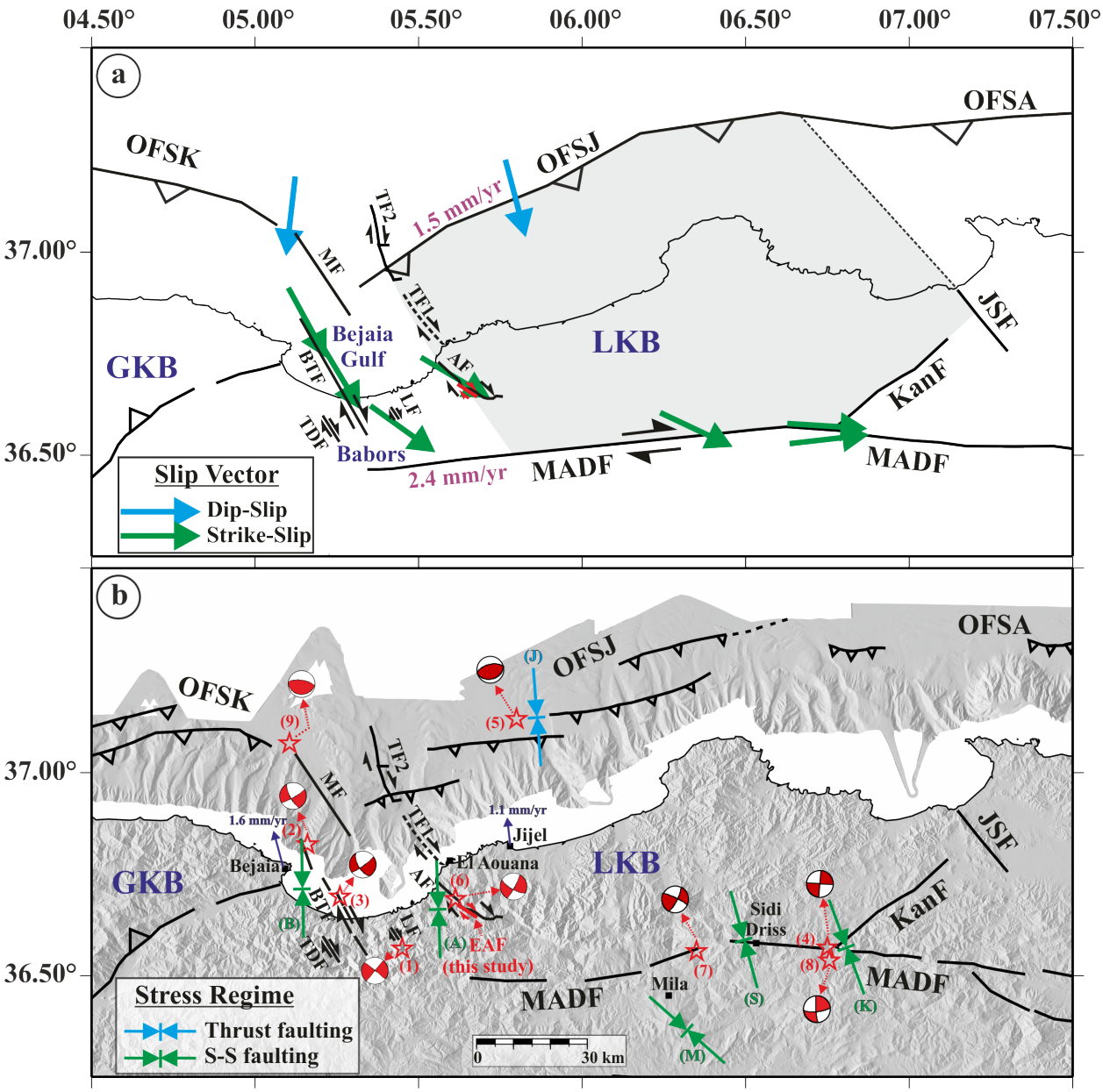


FIGURE 9.1 – (a) Projections horizontales des vecteurs de glissement des principaux événements récents. (b) Carte sismotectonique de notre zone d'étude, reprenant les principales failles actives [inspirée de : Arab *et al.* 2016, Boulahia *et al.* 2021, Domzig 2006, Kherroubi *et al.* 2009, Raoult 1974, Villa 1980] ainsi que les mécanismes focaux des séismes récents de M ⩾ 5. Les symboles de contraintes représentaient les orientations SH_{max} (B : Bejaia ; A : El Aouana ; J : Jijel ; S : Sidi Driss ; K : El Kantour et M : régions de Mila) . Les vitesses GPS sont indiquées par rapport à la plaque Eurasie (flèches violettes) [Bougrine *et al.* 2019].

sous-séquence et le 07 Août de magnitude M_w = 5.0 associé également à une sous-séquence. Une première constatation montre une migration vers l'ouest. Finalement, la région d'El

Kantour après le séisme modéré de M_w = 4.7 en 2017, un autre a secoué la région trois ans après de magnitude plus forte M_w = 5.3. Le segment de faille responsable est toujours orienté E-O, les résultats préliminaires montrent la rupture d'un segment adjacent à celui de 2017 (Figure 9.1b).

La principale question tectonique est de savoir comment la configuration des failles actives dans l'Est Algérien contribue au raccourcissement NO-SE de la collision Afrique-Eurasie. L'analyse de sismicité autour du Bloc de la Petite Kabylie a été riche en enseignement sismotectonique. Nous avons apporté des éclaircissements sur la terminaison occidentale de la faille MAD, nous avons proposé également un modèle cinématique, la zone de transfert de Béjaia-Babors BTF [Boulahia *et al.* 2021] joint la faille décrochante de MAD sur au system de faille inverse en large (OFS), par le biais de cette faille transversale (BTF) la déformation est transmise du system de faille inverse en large (OFS) à la faille MAD. Les vecteurs de glissement (Figure 9.1a) issus des mécanismes aux foyers montrent une caractéristique principale du BPK, la convergence oblique est divisée en ses composantes orthogonales de raccourcissement pur et de décrochement, tandis que au Bloc de la Grande Kabylie pas de division de la convergence [Bougrine *et al.* 2019]. La passage d'un partitionnement au non partitionnement nécessite la région transversale (BTF), Ainsi, la fonction de BTF est d'accueillir le changement fondamental des modes de raccourcissement de part et d'autre. Notant la rotation horaire de la contrainte de compression maximale (SH_{max}) du NO-SE (la région de Sidi Khelifa dans le bassin de Mila) vers le ~N–S région de Bejaia-Babors N359°E [Boulahia *et al.* 2021] ; la marge offshore de Jijel N356°E [Yelles-Chaouche *et al.* 2021] (Figure 9.1b).

(3) La zone de Atlas Algéroise : La contribution à la compréhension du contexte sismotectonique de cette région clé a été marqué par la relocalisation des séquences sismiques de Hammam Melouane 2013-2016 dans le cadre du mémoire de Master [Boudraa 2021]. Le modèle de faille obtenu, se situe entre le bassin de Mitidja et l'Atlas de Blida, qui montre l'existence de deux segments de faille de décrochement dextre orientés NO-SE, nous l'avons nommée la Faille de Hammam Melouane (Faille HM). La faille HM semble couper transversalement où au minimum rejoindre les failles chevauchantes marquant la bordure Sud du bassin de Mitidja, mettant le segment FL à l'Est et FB à l'Ouest (Figure 9.2a). Dans un contexte sismotectonique régionale, la faille d'HM montre une structure parallèle aux failles décrochantes limitant le bassin de Mitidja à l'Est et à l'Ouest qui sont les failles de FT (Faille de Thènia) et FOD (Faille de Oued El Djer). La bordure Nord de l'Atlas de Blida semble être affectée par des failles de décrochement dont la faille HM.

Soumaya *et al.* [2018] a proposé un modèle sismotectonique de la partie Nord-Est et

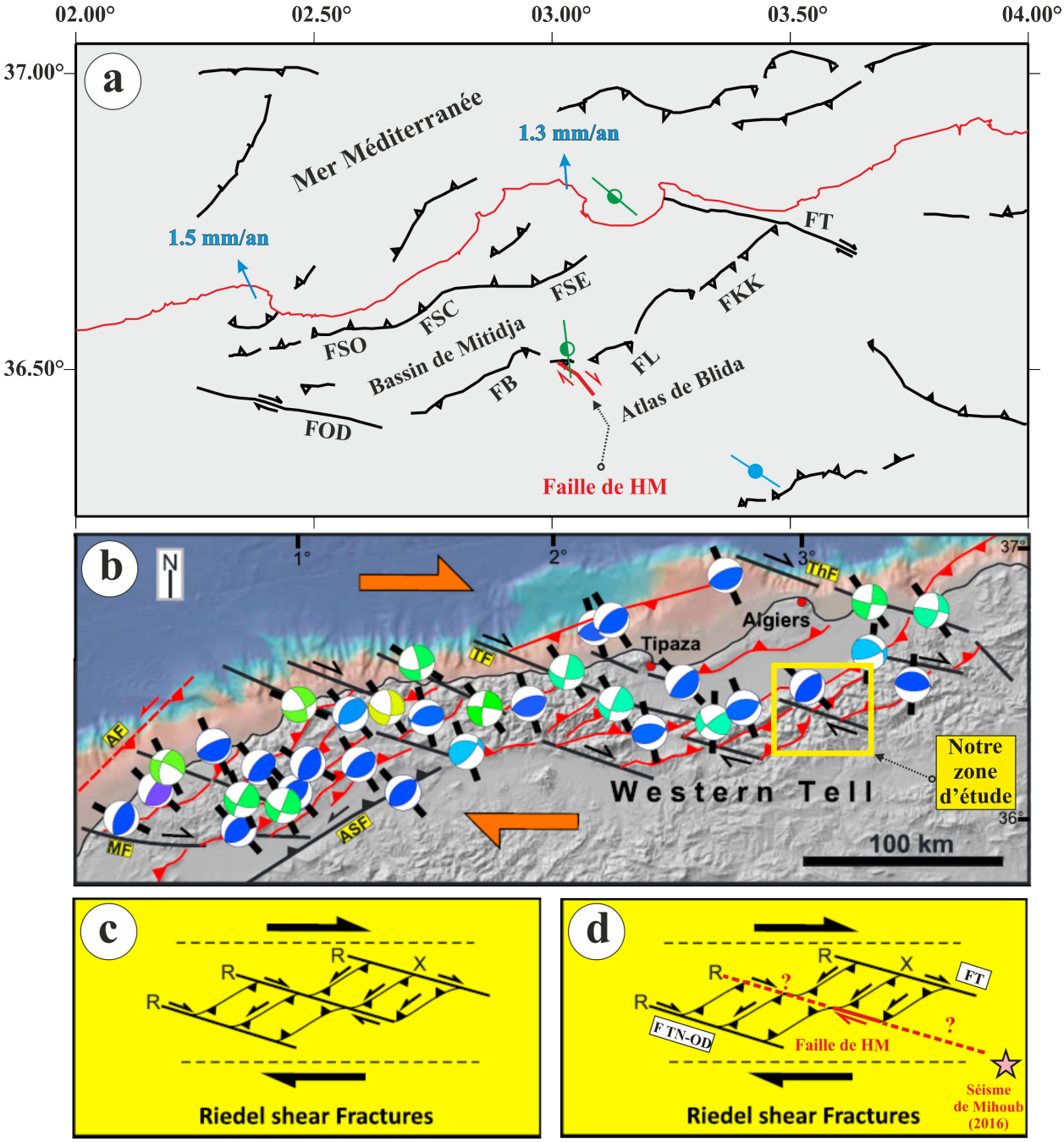


FIGURE 9.2 – (a) contexte sismo-tectonique régionale. (b) modèle sismo-tectonique Nord-Ouest, Nord-Central proposé par [Soumaya *et al.* 2018]. (c) modèle de Riede. (d) projection du modèle de faille obtenu dans le modèle de Riedel.

Nord-Centrale de l'Algérie (Figure 9.2b), la zone d'étude se situe dans le cadre jaune de la figure qui montre clairement l'existence d'une structure décrochante. Le modèle de Riedel (Figure 9.2c) contient un couloir de décrochement E-O avec des structures inverses « X »

orientées NE-SO ainsi que des failles de décrochements le long du cisaillement R orientés NO-SE. La projection de la faille HM dans ce système (Figure 9.2d) positionne FT et FN-OD à l'Est et L'ouest respectivement. La continuité de la faille vers le Nord et le sud est inconnue pour le moment, néanmoins une hypothèse très probable semble se manifester à première vue ; HM est la continuité de la faille de Mihoub au Sud [Khelif *et al.* 2018] et d'une faille offshore au Nord. Une autre constatation pour la faille HM et ces probables continuités apparait se comporter comme une faille de transfert entre les failles offshores et les failles sur le continent (les failles du Sahel au Nord, la faille de Mihoub au Sud, et les failles de Larbaa et Blida entre les deux), très similaire au cas Béjaia-Babors, cependant nécessite plus d'investigation pour installer des bases solides à cette hypothèse.

L'activité sismique régnant dans la partie Nord-Est Algérienne présente la complexité de différencier entre la sismicité de type *« swarm »* : sans choc principale et le cas classique : choc principale et réplique. Cependant, l'application des lois statistiques traités dans le Chapitre 5 nous ont procuré l'outil nécessaire à la compréhension des différents types de sismicité. Nos premiers résultats [Abacha *et al.* 2022] ont été approfondi dans cette thèse. En effet, les paramètres extraits à l'aide des lois de Gutenberg-Richter, Omori, Gamma et ETAS présentent des caractéristiques similaires aux études réalisés dans des régions différentes à l'échelle mondiale ce qui permet par exemple de distinguer l'activité de la séquence de type essaim *« swarm »* à Milla 2007 et Grouz 2003-2007, la sismicité induite par les réservoirs due à la mise en eau des barrages n'est pas exclue dans les deux cas précédents à cause de la proximité des barrages de Béni-Haroun, Oued Athmania et Grouz. Bien qu'ils n'ont pas été analysé profondément, contrairement au cas de la séquence de Bejaia-Babors où la migration des évènements dans le temps et l'espace est nettement constatée, nous avons calculé ensuite la diffusivité et la vitesse de propagation des évènements qui ont confirmé l'implication des fluides dans le déclanchement de la sismicité avec le chargement tectonique préalable [Boulahia *et al.* 2021]. La variabilité d'une région à une autre des paramètres calculés en utilisant les lois statistique a une influence très importante sur l'évaluation des risques sismiques [Wiemer et Katsumata 1999]. Un phénomène que nous devrions prendre en considération avec l'évolution temporelle pour l'élaboration des modèles de risque sismiques robustes. Nous avons par exemple, les paramètres p et b de la loi d'Omori-Utsu et Gutenberg-Richter, respectivement, qui sont utilisé pour le calcul de la probabilité d'occurrence d'un grand aftershock.

Les combinaisons des différentes analyses présentées dans cette thèse fournissent, les outils pour une réévaluation du risque sismique plus réaliste, loin des méthodes mathématiques probabilistes. Les méthodes mises en œuvre dans cette thèse permettraient d'extraire des paramètres physiques de la source, et plusieurs phénomènes de distributions des reliques

en temps et en espace ont été disséqué à l'aide des lois de la sismologie statistique.

L'analyse des différentes séquences sismiques, nous a permis de mettre en évidence quelques failles auparavant inconnu, capable de générer des séismes modérés, qui constituent un aléa à prendre en considération notamment dans les zones susceptibles d'avoir des glissements de terrain, le cas du glissement géant de Mila en Août 2020 suite à un séisme de M_w = 5.0 qui a causé la perte d'environ 100 maison est un exemple à ne pas reproduire.

La base de données construite durant cette thèse est une base unique, robuste et fiable qui ouvre la porte à l'exploration de plusieurs questions au future. Notamment l'estimation des paramètres de la source par la méthode EGF *« Empirical Green Function »* qui enlève la contrainte des valeurs *a-priori* de l'atténuation ce qui donne des paramètres de la source très crédibles, nécessaires pour développer des modèles géo-mécaniques de la genèse de la sismicité et apporterait sans doute des informations précieuses sur la relationentre les séismes et les transferts des contraintes.

Le processus de reconnaissance des multiplets développé dans ce travail de thèse est prêt à être appliqué pour toutes les séquences sismiques afin d'identifier les aspérités majeurs responsables de l'activité sismique dans toute la partie nord Algérienne. La compréhension et la modélisation du processus de rupture d'une faille est l'une des clés pour la prédiction à moyen terme. La perspective c'est d'effectuer des inversions conjointes des données sismologiques et des mesures GPS actuelles (Figure 9.3), si un projet de forage au niveau des zones de failles les plus active se réalisera, nous avons aurons entre les mains le jeu de donnés sans précédent qui permet d'avoir des modèles de rupture plus réaliste, cela représente un pas géant dans l'évaluation du risque sismique en Algérie.

Finalement, cette thèse a été rédigée et détaillée pour qu'elle soit utilisée comme un document pédagogique aux futurs chercheurs, ils trouveront de nombreuses techniques de traitement et d'analyse d'une séquence sismique avec également plusieurs tests synthétiques. Toutes ces étapes iront leurs aidés à développer d'autres méthodes qui fassent progresser d'avantage les études sismologiques en Algérie.

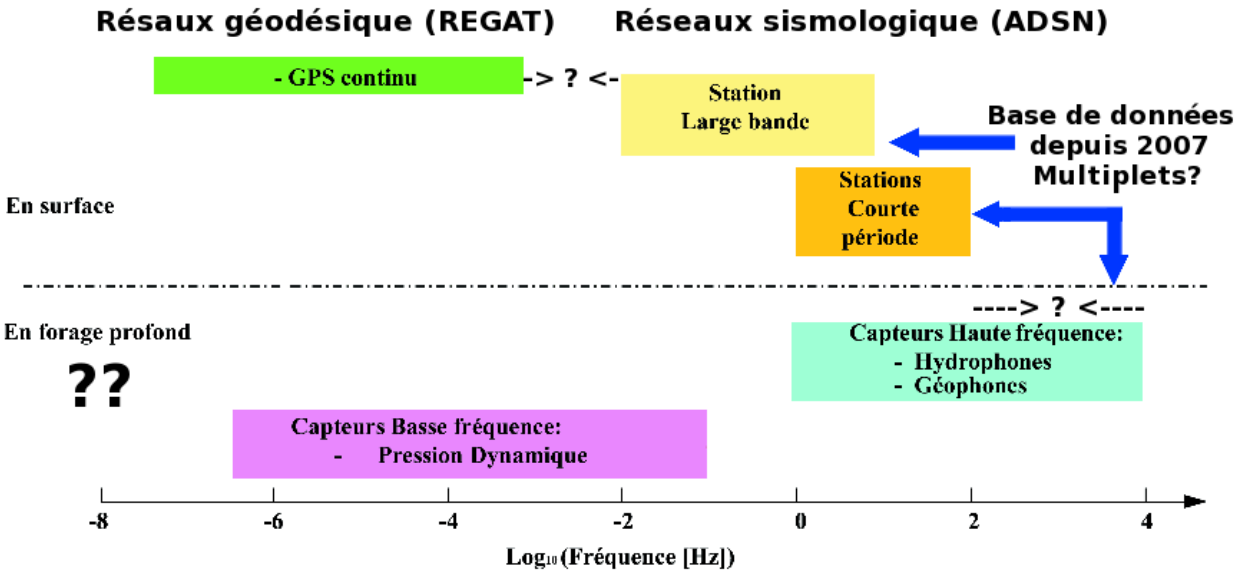


FIGURE 9.3 – Plage de mesure des différents réseaux ADSN, REGAT et fond du puits!!!

Bibliographie

ABACHA, I. (2015). *Étude De La Sismicité De La Région Nord-est De L'algérie*. Thèse de doctorat, Université Ferhat Abbas - Sétif 1. [cf. p. 3, 34, 35, 37, 38, 44]

ABACHA, I., BOULAHIA, O., YELLES-CHAOUCHE, A., SEMMANE, F., BELDJOUDI, H. et BENDJAMA, H. (2019). The 2010 beni-ilmane, algeria, earthquake sequence : statistical analysis, source parameters, and scaling relationships. *Journal of Seismology*, 23(1):181–193. [cf. p. 140, 145, 156, 158, 179, 180, 181, 185, 243]

ABACHA, I., KOULAKOV, I., SEMMANE, F. *et al.* (2014). Seismic tomography of the area of the 2010 beni-ilmane earthquake sequence, north-central algeria. *SpringerPlus*, 3(1):1–10. [cf. p. 39, 40, 41, 42, 97]

ABACHA, I. et YELLES-CHAOUCHE, A. (2019). Overview of recent seismic activity in northeastern algeria. *In* SUNDARARAJAN, N., ESHAGH, M., SAIBI, H., MEGHRAOUI, M., AL-GARNI, M. et GIROUX, B., éditeurs : *On Significant Applications of Geophysical Methods*, pages 203–206, Cham. Springer International Publishing. [cf. p. 37]

ABACHA, I., YELLES-CHAOUCHE, A. et BOULAHIA, O. (2022). Statistical study of earthquake swarms in northeastern algeria with special reference to the ain azel swarm ; hodna chain, 2015. *In* MEGHRAOUI, M., SUNDARARAJAN, N., BANERJEE, S., HINZEN, K.-G., ESHAGH, M., ROURE, F., CHAMINÉ, H. I., MAOUCHE, S. et MICHARD, A., éditeurs : *Advances in Geophysics, Tectonics and Petroleum Geosciences*, pages 145–148, Cham. Springer International Publishing. [cf. p. 140, 249]

ABBES, K., DORBATH, C., DORBATH, L., BOUHADAD, Y., OUSADOU, F. et BEZZEGHOUD, M. (2019). Revisiting the laalam (eastern algeria) march 20, 2006 (mw 5.1) earthquake and its seismotectonic implication. *Pure and Applied Geophysics*, 176(10):4213–4222. [cf. p. 46, 106]

ABERCROMBIE, R. E. (1995). Earthquake source scaling relationships from -1 to 5 ml using seismograms recorded at 2.5-km depth. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 100(B12):24015–24036. [cf. p. 158, 163, 169, 184, 196]

ABERCROMBIE, R. E. et RICE, J. R. (2005). Can observations of earthquake scaling constrain slip weakening? *Geophysical Journal International*, 162(2):406–424. [cf. p. 198, 202, 207]

AISSAOUI, D. (1986). *Les structures liées à l'accident sud-atlasique entre Biskra et le Jebel Manndra, Algérie : évolution géometrique et cinematique*. Bulletin. Nouvelle série. Office National de la Géologie. [cf. p. 38]

AKAIKE, H. (1998). *A New Look at the Statistical Model Identification*, pages 215–222. Springer New York, New York, NY. [cf. p. 139, 152]

AKI, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum. *Journal of geophysical research*, 72(4):1217–1231. [cf. p. 27, 28]

AKI, K. et CHOUET, B. (1975). Origin of coda waves : Source, attenuation, and scattering effects. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 80(23):3322–3342. [cf. p. 164]

AKI, K. et RICHARDS, P. G. (2002). *Quantitative Seismology*. W. H. Freeman and Company, University Science Books, second edition. [cf. p. 10, 179, 182, 184, 211, 212, 214]

ALLEN, R. (1982). Automatic phase pickers : Their present use and future prospects. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6B):S225–S242. [cf. p. 58]

ALLEN, R. V. (1978). Automatic earthquake recognition and timing from single traces. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(5):1521–1532. [cf. p. 58]

ALLIN CORNELL, C. et WINTERSTEIN, S. R. (1988). Temporal and magnitude dependence in earthquake recurrence models. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(4):1522–1537. [cf. p. 151]

ALTMANN, E. G. et KANTZ, H. (2005). Recurrence time analysis, long-term correlations, and extreme events. *Phys. Rev. E*, 71:056106. [cf. p. 151]

AMBRASEYS, N. N. et FREE, M. W. (1997). Surface-wave magnitude calibration for european region earthquakes. *Journal of Earthquake Engineering*, 01(01):1–22. [cf. p. 187]

ANDERSON, D. L. et HART, R. (1978). Attenuation models of the earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 16(4):289–306. [cf. p. 161, 196]

ANDERSON, J. G. (1986). *Implication of Attenuation for Studies of the Earthquake Source*, pages 311–318. American Geophysical Union (AGU). [cf. p. 175]

ANDERSON, J. G. et HOUGH, S. E. (1984). A model for the shape of the fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(5):1969–1993. [cf. p. 162]

ANDO, R., SHAW, B. E. et SCHOLZ, C. H. (2009). Quantifying Natural Fault Geometry : Statistics of Splay Fault Angles. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(1):389–395. [cf. p. 25]

ANGELIER, J. et MECHLER, P. (1977). Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisables en tectonique et en seismologie : la methode des diedres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France*, S7-XIX(6):1309–1318. [cf. p. 219]

ARAB, M., RABINEAU, M., DÉVERCHÈRE, J., BRACENE, R., BELHAI, D., ROURE, F., MAROK, A., BOUYAHIAOUI, B., GRANJEON, D., ANDRIESSEN, P. et SAGE, F. (2016). Tectonostratigraphic evolution of the eastern algerian margin and basin from seismic data and onshore-offshore correlation. *Marine and Petroleum Geology*, 77:1355–1375. [cf. p. 117, 246]

ARCHULETA, R. J., CRANSWICK, E., MUELLER, C. et SPUDICH, P. (1982). Source parameters of the 1980 mammoth lakes, california, earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 87(B6):4595–4607. [cf. p. 178, 179, 184, 187, 208]

ATAEVA, G., SHAPIRA, A. et HOFSTETTER, A. (2015). Determination of source parameters for local and regional earthquakes in israel. *Journal of Seismology*, 19(2):389–401. [cf. p. 182]

ATKINSON, G. M. et SILVA, W. (1997). An empirical study of earthquake source spectra for california earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(1):97–113. [cf. p. 162]

AYADI, A., DORBATH, C., OUSADOU, F., MAOUCHE, S., CHIKH, M., BOUNIF, M. A. et MEGHRAOUI, M. (2008). Zemmouri earthquake rupture zone (mw 6.8, algeria) : Aftershocks sequence relocation and 3d velocity model. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 113(B9). [cf. p. 34]

BARDAINNE, T. et GAUCHER, E. (2010). Constrained tomography of realistic velocity models in microseismic monitoring using calibration shots. *Geophysical Prospecting*, 58(5):739–753. [cf. p. 21]

BARTON, C. C., PAUL, R. et POINTE, L. (1995). *Fractals in the earth sciences*. Springer. [cf. p. 24]

BELDJOUDI, H. (2017). *Modélisation de la source des séismes par inversion des données sismologiques et géodésiques : application aux séismes du Nord de l'Algérie*. Theses, Université Côte d'Azur. [cf. p. 158]

BELDJOUDI, H. (2020). Fault interaction for the beni-ilmane (east of algeria) seismic sequence on may 2010. *Arabian Journal of Geosciences*, 13(18):1–10. [cf. p. 229]

BELDJOUDI, H., DELOUIS, B., DJELLIT, H., YELLES-CHAOUCHE, A., GHARBI, S. et ABACHA, I. (2016). The beni-ilmane (algeria) seismic sequence of may 2010 : seismic sources and stress tensor calculations. *Tectonophysics*, 670:101–114. [cf. p. 39, 40, 41, 42, 97, 102, 103, 182]

BELDJOUDI, H., GUEMACHE, M., KHERROUBI, A., SEMMANE, F., YELLES CHAOUCHE, A., DJELLIT, H., AMRANI, A. et HANED, A. (2009). The laalam (bejaa, north-east algeria) moderate earthquake (m-w=5.2) on march 20, 2006. *Pure and Applied Geophysics*, 166:623–640. [cf. p. 3, 46, 225, 244]

BELLAL, A. (2019). *Tomographie Sismique Locale dans les régions des séquences sismiques de Béni-Ilmane (2010) et de Bejaia (2012-2013)*. Mémoire de master physique du globe,

Université Ferhat Abbas - Sétif 1, Sous la direction de BENDJAMA, H. et ABACHA, I. [cf. p. 40]

BEN-MENAHEM, A. (1962). Radiation of seismic body waves from a finite moving source in the earth. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 67(1):345–350. [cf. p. 211]

BEN-ZION, Y. et SAMMIS, C. G. (2003). Characterization of fault zones. *Pure and applied geophysics*, 160(3):677–715. [cf. p. 22]

BENAOUALI-MEBAREK, N., FRIZON DE LAMOTTE, D., ROCA, E., BRACENE, R., FAURE, J.-L., SASSI, W. et ROURE, F. (2006). Post-cretaceous kinematics of the atlas and tell systems in central algeria : Early foreland folding and subduction-related deformation. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1):115–125. Quelques développements récents sur la géodynamique du Maghreb. [cf. p. 35]

BENDJAMA, H., YELLES-CHAOUCHE, A., BOULAHIA, O., ABACHA, I., MOHAMMEDI, Y., BELDJOUDI, H., RAHMANI, S. T.-E. et BELHEOUANE, O. (2021). The march 2017 earthquake sequence along the e-w-trending aïcha-debbagh fault, northeast algeria. *Geosciences Journal*, 25(5):697–713. [cf. p. 45, 95, 113, 114, 156, 194, 220, 223, 239, 245]

BENFEDDA, A., SERKHANE, A., BOUHADAD, Y., SLIMANI, A., ABBOUDA, M. et BOURENANE, H. (2021). The main events of the july-august 2020 mila (ne algeria) seismic sequence and the triggered landslides. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(18):1894. [cf. p. 119, 121, 214]

BENHALLOU, H. (1985). *Les catastrophes séismiques de la région d'Echelif dans le contexte de la seismicité historique de l'Algérie*. Thèse de doctorat, USTHB, Alger. [cf. p. 3, 38, 39]

BENOUAR, D. (1994). Materials for the investigation of the seismicity of algeria and adjacent regions during the twentieth century. *Ann. Geophys.*, 37(4):459–860. [cf. p. 39, 159, 187]

BLASER, L., KRÜGER, F., OHRNBERGER, M. et SCHERBAUM, F. (2010). Scaling Relations of Earthquake Source Parameter Estimates with Special Focus on Subduction Environment. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(6):2914–2926. [cf. p. 184]

BOATWRIGHT, J. (1980). A spectral theory for circular seismic sources; simple estimates of source dimension, dynamic stress drop, and radiated seismic energy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(1):1–27. [cf. p. 26, 198, 201, 202]

BOLT, B. A. (1968). The focus of the 1906 California earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58(1):457–471. [cf. p. 129]

BOLT, B. A. (2001). *The Nature of Earthquake Ground Motion*, pages 1–45. Springer US, Boston, MA. [cf. p. 17]

BOORE, D. M. et BOATWRIGHT, J. (1984). Average body-wave radiation coefficients. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(5):1615–1621. [cf. p. 179]

BOROK, V. K. (1959). On estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimensions. *Ann. Geophys.*, 12(2):205–214. [cf. p. 157, 178]

BOTT, M. H. P. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96(2): 109–117. [cf. p. 217]

BOUCHON, M. (1980). Calculation of complete seismograms for an explosive source in a layered medium. *Geophysics*, 45(2):197–203. [cf. p. 90]

BOUDIAF, A. (1996). *Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie) : utilisation des modèles numériques de terrains (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives : contribution à l'évaluation de l'aléa sismique*. Thèse de doctorat, Montpellier 2. [cf. p. 48]

BOUDRAA, N. (2021). *Étude des séquences sismiques de Hammam Mellouane (2013 et 2014) : analyse des répliques, analyse statistique, champ de contraintes et paramètres de la source*. Mémoire de master physique du globe, Université Ferhat Abbas - Sétif 1, Sous la direction de BOULAHIA, O. et ABACHA, I. [cf. p. 47, 95, 109, 110, 111, 247]

BOUGRINE, A. (2019). *Champ de vitesses crustal et déformation de l'Atlas à partir de mesures GNSS permanentes*. Theses, Universite Abou Bekr Belkaid Tlemcen. [cf. p. 3]

BOUGRINE, A., YELLES-CHAOUCHE, A. et CALAIS, E. (2019). Active deformation in algeria from continuous gps measurements. *Geophysical Journal International*, 217:572–588. [cf. p. 34, 35, 37, 38, 44, 49, 224, 225, 239, 244, 246, 247]

BOUHADAD, Y., NOUR, A., LAOUAMI, N. et BELHAI, D. (2003). The beni-ourtilane-tachaouaft fault and seismotectonic aspects of the babors region (ne of algeria). *Journal of Seismology*, 7(1):79–88. [cf. p. 3, 37, 46]

BOUILLIN, J. P. (1986). Le "bassin maghrebin" ; une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique a l'ouest des Alpes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, II(4):547–558. [cf. p. 37, 43]

BOULAHIA, O. (2008). *Développement d'une méthode numérique apte à simuler efficacement la propagation d'une rupture sismique de type « pulse »*. Thèse de magistère, Université Ferhat Abbas - Sétif 1 et l'ULP de Strasbourg. [cf. p. 18, 19, 27, 212]

BOULAHIA, O., ABACHA, I., YELLES-CHAOUCHE, A., BENDJAMA, H. et KHERROUBI, A. (2022). Analysis of the bejaia seismic sequence of 2012–2013, northeastern, algeria. *In* MEGHRAOUI, M., SUNDARARAJAN, N., BANERJEE, S., HINZEN, K.-G., ESHAGH, M., ROURE, F., CHAMINÉ, H. I., MAOUCHE, S. et MICHARD, A., éditeurs : *Advances in Geophysics, Tectonics and Petroleum Geosciences*, pages 135–139, Cham. Springer International Publishing. [cf. p. 140, 245]

BOULAHIA, O., ABACHA, I., YELLES-CHAOUCHE, A., BENDJAMA, H., KHERROUBI, A., MOHAMMEDI, Y., AIDI, C. et CHAMI, A. (2021). Recent seismic activity in the bejaia - babors region (northeastern algeria) : The case of the 2012 - 2013 bejaia earthquake sequences. *Pure and Applied Geophysics*, 178:1253–1279. [cf. p. 46, 95, 104, 105, 106, 107, 108, 118, 140, 146, 149, 157, 221, 223, 231, 233, 239, 243, 245, 246, 247, 249]

BOUNIF, A., HAESSLER, H. et MEGHRAOUI, M. (1987). The constantine (northeast algeria) earthquake of october 27, 1985 : surface ruptures and aftershock study. *Earth and Planetary Science Letters*, 85(4):451–460. [cf. p. 3, 11, 37]

BOUROUIS, S. (2004). *Sismicité induite et comportement mécanique d' un massif granitique fracturé par injection d'eau : application au site géothermique de Soultz-sous-Forêt*. Thèse de doctorat, Institut de physique du globe (Paris). [cf. p. 6, 13, 84]

BOUROUIS, S. et 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(2):723–732. [cf. p. 142]

BOUROUIS, S. et CORNET, F. H. (2009). Microseismic activity and fluid fault interactions : some results from the Corinth Rift Laboratory (CRL), Greece. *Geophysical Journal International*, 178(1):561–580. [cf. p. 125, 238]

BOUYAHIAOUI, B., SAGE, F., ABTOUT, A., KLINGELHOEFER, F., YELLES-CHAOUCHE, K., SCHNÜRLE, P., MAROK, A., DÉVERCHÈRE, J., ARAB, M., GALVE, A. *et al.* (2015). Crustal structure of the eastern algerian continental margin and adjacent deep basin : implications for late cenozoic geodynamic evolution of the western mediterranean. *Geophysical Journal International*, 201(3):1912–1938. [cf. p. 44, 244]

BRACÈNE, R. et Frizon de LAMOTTE, D. (2002). The origin of intraplate deformation in the atlas system of western and central algeria : From jurassic rifting to cenozoic-quaternary inversion. *Tectonophysics*, 357:207–226. [cf. p. 35]

BRUNE, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 75(B26):4997–5002. [cf. p. 26, 28, 30, 157, 159, 178, 179, 182, 201]

BUFORN, E., BEZZEGHOUD, M., UDÍAS, A. et PRO, C. (2004). Seismic sources on the iberia-african plate boundary and their tectonic implications. *pure and applied geophysics*, 161(3):623–646. [cf. p. 34, 35, 225]

BUFORN, E., SANZ DE GALDEANO, C. et UDÍAS, A. (1995). Seismotectonics of the ibero-maghrebian region. *Tectonophysics*, 248(3):247–261. Focal Mechanism and Seismotectonics. [cf. p. 225]

BYERLEE, J. (1978). Friction of rocks. *pure and applied geophysics*, 116(4):615–626. [cf. p. 227]

CENTAMORE, C., MONTALTO, A. et PATANÈ, G. (1997). Self-similarity and scaling relations for microearthquakes at Mt. Etna volcano (Italy). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 103(1):165–177. [cf. p. 187]

CHAPMAN, C. (2004). *Fundamentals of seismic wave propagation*. Cambridge university press. [cf. p. 10]

CHATELAIN, J. L. (1978). *Etude fine de la sismicité en zone de collision continentale à l'aide d'un réseau de statios portables : la region Hindu-Kush-Pamir*. Thèse de 3éme cycle, Univ. Paul Sabatier, Toulouse. [cf. p. 80]

CHEN, X., SHEARER, P. et ABERCROMBIE, R. (2012). Spatial migration of earthquakes within seismic clusters in southern california : Evidence for fluid diffusion. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B4). [cf. p. 238]

CHESTER, F. M., EVANS, J. P. et BIEGEL, R. L. (1993). Internal structure and weakening mechanisms of the san andreas fault. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 98(B1):771–786. [cf. p. 12]

CHINNERY, M. A. (1963). The stress changes that accompany strike-slip faulting. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53(5):921–932. [cf. p. 226]

COCCO, M. et RICE, J. R. (2002). Pore pressure and poroelasticity effects in coulomb stress analysis of earthquake interactions. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 107(B2):ESE–2. [cf. p. 228]

CORRAL, A. (2003). Local distributions and rate fluctuations in a unified scaling law for earthquakes. *Phys. Rev. E*, 68:035102. [cf. p. 151]

COUTANT, O. (1990). Programme de simulation numerique axitra. Rapport technique. LGIT, Universite Joseph Fourier, Grenoble, France. [cf. p. 90]

COWIE, P., KNIPE, R. et MAIN, I. (1996). Introduction to the special issue. *Journal of Structural Geology*, 18(2):v–xi. [cf. p. 24]

DABOUZ, G., BELDJOUDI, H., DELOUIS, B., BOULAHIA, O., MOHAMMEDI, Y. et YELLES-CHAOUCHE, A. (2021). The 2007 medea seismic sequence, north-central algeria : Source parameters, stress tensor, and static stress changes. *Pure and Applied Geophysics*, 178(9): 3313–3337. [cf. p. 48, 157, 194, 225, 235, 236, 243]

DAS, S. et SCHOLZ, C. (1981). Theory of time-dependent rupture in the earth. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 86(B7):6039–6051. [cf. p. 18, 226]

DAY-LEWIS, F. D., SINGHA, K. et BINLEY, A. M. (2005). Applying petrophysical models to radar travel time and electrical resistivity tomograms : Resolution-dependent limitations. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 110(B8). [cf. p. 22]

DEICHMANN, N. et GARCIA-FERNANDEZ, M. (1992). Rupture geometry from high-precision relative hypocentre locations of microearthquake clusters. *Geophysical Journal International*, 110(3):501–517. [cf. p. 85]

DELOUIS, B., DÉVERCHÈRE, J., MELNIKOVA, V., RADZIMINOVICH, N., LONCKE, L., LARROQUE, C., RITZ, J.-F. et SAN'KOV, V. (2002). A reappraisal of the 1950 (mw 6.9) mondy earthquake, siberia, and its relationship to the strain pattern at the south-western end of the baikal rift zone. *Terra Nova*, 14:491 – 500. [cf. p. 225]

DELVAUX, D. (2012). Release of program win-tensor 4.0 for tectonic stress inversion : statistical expression of stress parameters. [cf. p. 216, 217]

DELVAUX, D., MOEYS, R., STAPEL, G., PETIT, C., LEVI, K., MIROSHNICHENKO, A., RUZHICH, V. et SAN'KOV, V. (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the baikal region, central asia, part 2. cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 282(1-4):1–38. [cf. p. 218]

DELVAUX, D. et SPERNER, B. (2003). New aspects of tectonic stress inversion with reference to the tensor program. *Geological Society, London, Special Publications*, 212:75–100. [cf. p. 217]

DESCHAMPS, A., BEZZEGHOUD, M. et BOUNIF, A. (1991). Seismological study of the constantine (algeria) earthquake (27 october 1985). 8:163–173. [cf. p. 3]

DÉVERCHÈRE, J., YELLES, K., DOMZIG, A., Mercier de LÉPINAY, B., BOUILLIN, J.-P., GAULLIER, V., BRACÈNE, R., CALAIS, E., SAVOYE, B., KHERROUBI, A. *et al.* (2005). Active thrust faulting offshore boumerdes, algeria, and its relations to the 2003 mw 6.9 earthquake. *Geophysical research letters*, 32(4). [cf. p. 48]

DO NASCIMENTO, A. F., LUNN, R. J. et COWIE, P. A. (2005). Numerical modelling of pore-pressure diffusion in a reservoir-induced seismicity site in northeast brazil. *Geophysical Journal International*, 160(1):249–262. [cf. p. 238]

DOMAŃSKI, B. et GIBOWICZ, S. (2008). Comparison of source parameters estimated in the frequency and time domains for seismic events at the rudna copper mine, poland. *Acta Geophysica*, 56:324–343. [cf. p. 30, 197, 198]

DOMZIG, A. (2006). *Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne*. Thèse de doctorat, Tectonique. Université de Bretagne occidentale - Brest. [cf. p. 36, 38, 44, 48, 244, 246]

DURAND-DELGA, M. (1969). Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Publ. Serv. Géol. Algérie*, 39:89–131. [cf. p. 43]

DUVERGER, C., GODANO, M., BERNARD, P., LYON-CAEN, H. et 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(18):7374–7382. [cf. p. 238]

ESHELBY, J. D. (1957). The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems. *Proc. R. Soc. Lond.*, 241(1226):376–396. [cf. p. 30, 157, 178, 210]

FEHLER, M., HOUSE, L. et KAIEDA, H. (1987). Determining planes along which earthquakes occur : Method and application to earthquakes accompanying hydraulic fracturing. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 92(B9):9407–9414. [cf. p. 102]

FELZER, K. et BRODSKY, E. (2006). Decay of aftershock density with distance indicates triggering by dynamic stress. *Nature*, 441:735–8. [cf. p. 75, 138]

FELZER, K. R. et BEROZA, G. C. (1999). Deep structure of a fault discontinuity. *Geophysical research letters*, 26(14):2121–2124. [cf. p. 22]

FLETCHER, J. B. (1980). Spectra from high-dynamic range digital recordings of Oroville, California aftershocks and their source parameters. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(3):735–755. [cf. p. 159, 182]

FONT, Y., KAO, H., LALLEMAND, S., LIU, C. S. et CHIAO, L. Y. (2004). Hypocentral determination offshore eastern taiwan using the maximum intersection method. *Geophysical Journal International*, 158:655–675. [cf. p. 280]

FRANKEL, A. et CLAYTON, R. W. (1986). Finite difference simulations of seismic scattering : Implications for the propagation of short-period seismic waves in the crust and models of crustal heterogeneity. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 91(B6):6465–6489. [cf. p. 30, 197, 198]

FRANKEL, A. et KANAMORI, H. (1983). Determination of rupture duration and stress drop for earthquakes in southern california. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(6A):1527–1551. [cf. p. 30, 32, 197, 198]

FRANKEL, A. et WENNERBERG, L. (1989). Microearthquake spectra from the Anza, California, seismic network : Site response and source scaling. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(3):581–609. [cf. p. 197, 198]

FRECHET, J. (1985). *Sismogenese et doublets sismiques*. Theses, Universite Scientifique et Medicale de Grenoble. [cf. p. 84]

FRÉMONT, M. J. et MALONE, S. D. (1987). High precision relative locations of earthquakes at mount st. helens, washington. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 92(B10): 10223–10236. [cf. p. 83, 84, 88]

GARCIA-GARCIA, J., , ROMACHO, M. et JIMÉNEZ, A. (2004). Determination of near-surface attenuation, with k parameter, to obtain the seismic moment, stress drop, source dimension and seismic energy for microearthquakes in the granada basin (southern spain). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 141(1):9–26. [cf. p. 159, 162]

GARCIA-GARCIA, J., VIDAL, F., ROMACHO, M., MARTIN-MARFIL, J., POSADAS, A. et LUZON, F. (1996). Seismic source parameters for microearthquakes of the granada basin (southern spain). *Tectonophysics*, 261(1):51–66. Seismic Source Parameters : From Microearthquakes to Large Events. [cf. p. 159]

GARDNER, J. K. et KNOPOFF, L. (1974). Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian ? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64(5):1363–1367. [cf. p. 127, 128]

GEIGER, L. (1912). Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only (translated from geiger's 1910 german article). *Bull. of St. Louis University.*, 8(1):56–71. [cf. p. 77, 279]

GELLER, R. J. et MUELLER, C. S. (1980). Four similar earthquakes in central california. *Geophysical Research Letters*, 7(10):821–824. [cf. p. 84]

GKARLAOUNI, C., LASOCKI, S. et PAPADIMITRIOU, E. (2015). Investigation of earthquake magnitude and interevent time distribution in corinth gulf and mygdonia basin with the use of stochastic tools. *In Proceedings of the 28th Panhellenic Statistics Conference*, pages 385–399. Grèce. [cf. p. 153]

GLASSMOYER, G. et BORCHERDT, R. D. (1990). Source parameters and effects of bandwidth and local geology on high- frequency ground motions observed for aftershocks of the northeastern ohio earthquake of 31 january 1986. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(4):889–912. [cf. p. 173]

GODANO, M., DESCHAMPS, A., LAMBOTTE, S., LYON-CAEN, H., BERNARD, P. et 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(3):1660 – 1680. [cf. p. 102]

GOT, J.-L., FRÉCHET, J. et KLEIN, F. W. (1994). Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of kilauea. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 99(B8):15375–15386. [cf. p. 83, 84]

GUIRAUD, M., LABORDE, O. et PHILIP, H. (1989). Characterization of various types of deformation and their corresponding deviatoric stress tensors using microfault analysis. *Tectonophysics*, 170(3-4):289–316. [cf. p. 219]

GULIA, L. et WIEMER, S. (2010). The influence of tectonic regimes on the earthquake size distribution : A case study for italy. *Geophysical Research Letters*, 37(10). [cf. p. 145]

GUTEMBERG, B. et RICHTER, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in california. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34:185–188. [cf. p. 131]

GUTEMBERG, B. et RICHTER, C. F. (1954). *Seismicity of the earth and associated phenomena*. Princeton, Princeton University Press, second edition. [cf. p. 131]

HAINZL, S. et OGATA, Y. (2005). Detecting fluid signals in seismicity data through statistical earthquake modeling. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 110(B5). [cf. p. 125, 139, 142, 150]

HAINZL, S., SCHERBAUM, F. et BEAUVAL, C. (2006). Estimating Background Activity Based on Interevent-Time Distribution. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(1): 313–320. [cf. p. 135]

HAMAI, L., PETIT, C., LE POURHIET, L., YELLES-CHAOUCHE, A., DÉVERCHÈRE, J., BESLIER, M.-O. et ABTOUT, A. (2018). Towards subduction inception along the inverted north african margin of algeria ? insights from thermo-mechanical models. *Earth and Planetary Science Letters*, 501:13–23. [cf. p. 44]

HAMDACHE, M., PELÁEZ, J., KIJKO, A. et SMIT, A. (2017). Energetic and spatial characterization of seismicity in the algeria–morocco region. *Natural Hazards*, 86(2):273–293. [cf. p. 39, 97, 145]

HAMIDATOU, M., YAHIA, M., YELLES-CHAOUCHE, A., THALLAK, I., STROMEYER, D., LEBDIOUI, S., COTTON, F., HALLAL, N. et KHEMICI, O. (2021). Seismic hazard analysis of surface level, using topographic condition in the northeast of algeria. *Pure and Applied Geophysics*, 178(3):823–846. [cf. p. 37]

HAMILTON, R. M. et HEALY, J. H. (1969). Aftershocks of the Benham nuclear explosion*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(6):2271–2281. [cf. p. 129]

HANKS, T. C. (1982). fmax. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6A):1867–1879. [cf. p. 162, 184, 196]

HANKS, T. C. et WYSS, M. (1972). The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 62(2):561–589. [cf. p. 26, 159, 182]

HARBI, A. (2001). *Analyse de la sismicité et mise en évidence d'accidents actifs dans le Nord-Est Algérien*. Thèse de magistère, USTHB - Alger. [cf. p. 38]

HARBI, A., BENOUAR, D. et BENHALLOU, H. (2003). Re-appraisal of seismicity and seismotectonics in the north-eastern algeria part i : Review of historical seismicity. *Journal of Seismology*, 7(1):115–136. [cf. p. 34, 35, 38]

HARBI, A., MAOUCHE, S. et AYADI, A. (1999). Neotectonics and associate seismicity in the eastern tellian atlas of algeria. *Journal of Seismology*, 3(1):95–104. [cf. p. 46]

HARRIS, F. J. (1978). On the Use of Windows for Harmonic Analysis With the Discrete Fourier Transform. *Proceedings of the IEEE*, 66(1):66–67. [cf. p. 170]

HARTZELL, S. H. (1978). Earthquake aftershocks as green's functions. *Geophysical Research Letters*, 5(1):1–4. [cf. p. 30, 198]

HASKELL, N. (1964). Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54(6A):1811–1841. [cf. p. 26, 28, 30, 182]

HAUKSSON, E. et SHEARER, P. M. (2006). Attenuation models (qp and qs) in three dimensions of the southern california crust : Inferred fluid saturation at seismogenic depths. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 111(B5). [cf. p. 169]

HAVSKOV, J., VOSS, P. H. et OTTEMÖLLER, L. (2020). Seismological observatory software : 30 yr of seisan. *Seismological Research Letters*, 91(3):1846–1852. [cf. p. 58]

HEIDBACH, O., BARTH, A., MÜLLER, B., REINECKER, J., STEPHANSSON, O., TINGAY, M. et ZANG, A. (2016). Wsm quality ranking scheme, database description and analysis guidelines for stress indicator. Rapport technique. World Stress Map Technical Report 16-01, GFZ German Research Centre for Geosciences. [cf. p. 217, 239]

HELMSTETTER, A., KAGAN, Y. et JACKSON, D. (2007). High-resolution time-independent grid-based forecast for m >= 5 earthquakes in california. *Seismological Research Letters*, 78. [cf. p. 137, 138]

HELMSTETTER, A. et SHAW, B. E. (2006). Relation between stress heterogeneity and aftershock rate in the rate-and-state model. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 111(B7). [cf. p. 124, 129, 143, 149]

HELMSTETTER, A. et SORNETTE, D. (2003). Foreshocks explained by cascades of triggered seismicity. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B10). [cf. p. 75, 124, 137, 138]

HERRMANN, R. B. et KIJKO, A. (1983). Modeling some empirical vertical component lg relations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(1):157–171. [cf. p. 163]

HICKMAN, S. et ZOBACK, M. (2004). Stress orientations and magnitudes in the safod pilot hole. *Geophysical Research Letters*, 31(15). [cf. p. 224]

HILL, D. et PREJEAN, S. (2015). 4.11 - dynamic triggering. *In* SCHUBERT, G., éditeur : *Treatise on Geophysics (Second Edition)*, pages 273–304. Elsevier, Oxford, second edition édition. [cf. p. 227]

HIRASAWA, T. et STAUDER, W. (1965). On the seismic body waves from a finite moving source. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 55(2):237–262. [cf. p. 211]

HOUGH, S. et JONES, L. (1997). Aftershocks : Are they earthquakes or afterthoughts? *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 78(45):505–508. [cf. p. 30, 197, 198, 202]

HOUGH, S. E. (1996). Observational constraints on earthquake source scaling : Understanding the limits in resolution. *Tectonophysics*, 261(1-3 SPEC. ISS.):83–95. [cf. p. 196]

HOUGH, S. E. et DREGER, D. S. (1995). Source parameters of the 23 April 1992 M 6.1 Joshua Tree, California, earthquake and its aftershocks : Empirical Green's function analysis of GEOS and TERRAscope data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(6):1576–1590. [cf. p. 197, 198]

HOUGH, S. E. et SEEBER, L. (1991). Seismological constraints on source properties of the mb =4.0, 1985 ardsley, new york, earthquake : A characteristic rupture? *Journal of Geophysical Research*, 96:18183–18195. [cf. p. 175]

HUDSON, J., HARRISON, J. et POPESCU, M. (2002). Engineering rock mechanics : An introduction to the principles. *Applied Mechanics Reviews*, 55. [cf. p. 227]

HUTCHINGS, L. et WU, F. (1990). Empirical green's functions from small earthquakes : a waveform study of locally recorded aftershocks of the 1971 san fernando earthquake. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 95(B2):1187–1214. [cf. p. 30, 32, 197, 198]

HUTTON, L. K. et BOORE, D. M. (1987). The m_l scale in southern california. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(1):2074–2094. [cf. p. 64, 68]

IDE, S., BEROZA, G. C., PREJEAN, S. G. et ELLSWORTH, W. L. (2003). Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B5). [cf. p. 175, 201]

IDE, S., BEROZA, G. C., SHELLY, D. R. et UCHIDE, T. (2007). A scaling law for slow earthquakes. *Nature*, 447(7140):76–79. [cf. p. 17, 175]

IMANISHI, K. et ELLSWORTH, W. L. (2006). *Source Scaling Relationships of Microearthquakes at Parkfield, CA, Determined Using the SAFOD Pilot Hole Seismic Array*, pages 81–90. American Geophysical Union (AGU). [cf. p. 201]

JAEGER, C., COOK, N. G. W. et ZIMMERMAN, R. (2009). *Fundamentals of Rock Mechanics, 4th Edition*, pages 1–488. Numéro 4. Cambridge University Press. [cf. p. 227]

KAGAN, Y. Y. et KNOPOFF, L. (1987). Statistical short-term earthquake prediction. *Science*, 236(4808):1563–1567. [cf. p. 75, 137, 138]

KANAMORI, H. et ANDERSON, D. L. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65(5):1073–1095. [cf. p. 75, 138, 178]

KANAMORI, H. et STEWART, G. S. (1978). Seismological aspects of the guatemala earthquake of february 4, 1976. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 83(B7):3427–3434. [cf. p. 18, 27]

KARICHE, J., MEGHRAOUI, M., AYADI, A. et BOUGHACHA, M.-S. (2017). Stress change and fault interaction from a two century-long earthquake sequence in the central tell atlas, algeria. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(6):2624–2635. [cf. p. 229]

KHELIF, M. (2019). *La sismicité récente de la région algéroise*. Thèse de doctorat. [cf. p. 47, 48]

KHELIF, M., YELLES-CHAOUCHE, A., BENAISSA, Z., SEMMANE, F., BELDJOUDI, H., HANED, A., ISSAADI, A., CHAMI, A., CHIMOUNI, R., HARBI, A. *et al.* (2018). The 2016 mihoub (north-central algeria) earthquake sequence : seismological and tectonic aspects. *Tectonophysics*, 736:62–74. [cf. p. 225, 229, 249]

KHERROUBI, A., DÉVERCHÈRE, J., YELLES, A., MERCIER DE LÉPINAY, B., DOMZIG, A., CATTANEO, A., BRACÈNE, R., GAULLIER, V. et GRAINDORGE, D. (2009). Recent and active deformation pattern off the easternmost algerian margin, western mediterranean sea : New evidence for contractional tectonic reactivation. *Marine Geology*, 261(1):17–32. EUROMARGINS : Imaging, monitoring, and modelling the physical, chemical and biological processes in the European passive continental margins. [cf. p. 36, 38, 44, 244, 245, 246]

KIKUCHI, M. et KANAMORI, H. (1991). Inversion of complex body waves—III. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(6):2335–2350. [cf. p. 18]

KING, G. et COCCO, M. (2001). Fault interaction by elastic stress changes : New clues from earthquake sequences. *In Advances in geophysics*, volume 44, pages 1–VIII. Elsevier. [cf. p. 228]

KING, G. et NABELEK, J. (1985). Role of fault bends in the initiation and termination of earthquake rupture. *Science*, 228:984–987. [cf. p. 18]

KING, G. C., STEIN, R. S. et LIN, J. (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3):935–953. [cf. p. 228, 235]

KING HUBBERT, M. et RUBEY, W. W. (1959). Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting : i. mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *GSA Bulletin*, 70(2):115–166. [cf. p. 237]

KISSLING, E. (1995). Program velest user's guide - short introduction. Rapport technique. Technical Report. [cf. p. 78]

KISSLING, E., ELLSWORTH, W. L., EBERHART-PHILLIPS, D. et KRADOLFER, U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 99(B10):19635–19646. [cf. p. 78]

KLEIN, F. W. (2002). User's guide to hypoinverse-2000, a fortran program to solve for earthquake locations and magnitudes. Rapport technique. Report. [cf. p. 77, 78, 104, 109, 112, 117]

KONNO, K. et OHMACHI, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1):228–241. [cf. p. 166, 171]

KOUROUKLAS, H., PAPADIMITRIOU, E. et KARAKOSTAS, V. (2014). Statistical distributions of earthquake recurrence times in central ionian islands (greece). *In Proceeding of the 27th Hellenic Statistical Conference*, pages 117–129. Grèce. [cf. p. 153]

LAHR, J. C. (1999). Hypoellipse ; a computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first-motion pattern. Rapport technique, Reston, VA. Report. [cf. p. 21, 77]

LAMB, H. (1904). I. on the propagation of tremors over the surface of an elastic solid. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character*, 203(359-371):1–42. [cf. p. 10]

LAMBOTTE, S., LYON-CAEN, H., BERNARD, P., DESCHAMPS, A., PATAU, G., NERCESSIAN, A., PACCHIANI, F., BOUROUIS, S., DRILLEAU, M. et ADAMOVA, P. (2014). Reassessment of the rifting process in the Western Corinth Rift from relocated seismicity. *Geophysical Journal International*, 197(3):1822–1844. [cf. p. 84]

LAY, T. et WALLACE, T. C. (1995). *Modern Global Seismology*, volume 58. Academic Press. [cf. p. 11, 17, 21, 80, 132, 144, 161, 184, 279]

LEE, W. H. et LAHR, J. C. (1975). Hypo71 (revised ; a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. Rapport technique. Report. [cf. p. 21, 77]

LEE, W. H. K. (2013). *Complexity Theory*, page 117. In : Encyclopedia of Natural Hazards, Springer Netherlands, Dordrecht. [cf. p. 151, 152]

LEES, J. M. et LINDLEY, G. T. (1994). Three-dimensional attenuation tomography at loma prieta : Inversion of t * for q. *Journal of Geophysical Research*, 99(B4):6843–6863. [cf. p. 162]

LI, Y., DOLL, Charles, J. et TOKSÖZ, M. N. (1995). Source characterization and fault plane determination for MbLg = 1.2 to 4.4 earthquakes in the Charlevoix Seismic Zone, Quebec, Canada. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(6):1604–1621. [cf. p. 211, 212]

LI, Y. et THURBER, C. (1988). Source properties of two microearthquakes at kilauea volcano, hawaii. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78. [cf. p. 30, 197, 198]

LI, Y.-G., AKI, K., ADAMS, D., HASEMI, A. et LEE, W. H. K. (1994). Seismic guided waves trapped in the fault zone of the landers, california, earthquake of 1992. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 99(B6):11705–11722. [cf. p. 22]

LIN, J. et STEIN, R. S. (2004). Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern san andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 109(B2). [cf. p. 228, 229]

LIN, J., STEIN, R. S., MEGHRAOUI, M., TODA, S., AYADI, A., DORBATH, C. et BELABBES, S. (2011). Stress transfer among en echelon and opposing thrusts and tear faults : Triggering caused by the 2003 mw = 6.9 zemmouri, algeria, earthquake. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 116(B3). [cf. p. 229]

LIU, J., SIEH, K. et HAUKSSON, E. (2003). A Structural Interpretation of the Aftershock "Cloud" of the 1992 Mw 7.3 Landers Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(3):1333–1344. [cf. p. 75]

LOHMAN, R. B. et MCGUIRE, J. J. (2007). Earthquake swarms driven by aseismic creep in the salton trough, california. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 112(B4). [cf. p. 75]

LOMAX, A., MICHELINI, A. et CURTIS, A. (2009). *Earthquake Location, Direct, Global-Search Methods*, pages 1–33. Springer New York, New York, NY. [cf. p. 82, 115, 279, 280, 281]

LOMAX, A., VIRIEUX, J., VOLANT, P. et BERGE-THIERRY, C. (2000). *Probabilistic Earthquake Location in 3D and Layered Models*, pages 101–134. Springer Netherlands, Dordrecht. [cf. p. 21, 82, 115, 279, 280]

LOMNITZ, C. (1994). *Fundamentals of earthquake prediction*. New York : John Wiley and Sons, Livre numérique. [cf. p. 152]

MADARIAGA, R. (1976). Dynamics of an expanding circular fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(3):639–666. [cf. p. 157, 164, 208]

MADARIAGA, R. (1977). Implications of stress-drop models of earthquakes for the inversion of stress drop from seismic observations. *In Stress in the Earth*, pages 301–316. Springer. [cf. p. 26]

MADARIAGA, R. (2015). 4.02 - seismic source theory. *In* SCHUBERT, G., éditeur : *Treatise on Geophysics (Second Edition)*, pages 51–71. Elsevier, Oxford, second edition édition. [cf. p. 211, 214]

MAI, P. M. et BEROZA, G. C. (2000). Source Scaling Properties from Finite-Fault-Rupture Models. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(3):604–615. [cf. p. 184]

MARGARIS, B. N. et BOORE, D. M. (1998). Determination of $\delta\sigma$ and κ_0 from response spectra of large earthquakes in greece. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1):170–182. [cf. p. 162]

MARSAN, D. (2005). The role of small earthquakes in redistributing crustal elastic stress. *Geophysical Journal International*, 163(1):141–151. [cf. p. 230]

MEDAOURI, M., DÉVERCHÈRE, J., GRAINDORGE, D., BRACENE, R., BADJI, R., OUABADI, A., YELLES-CHAOUCHE, K. et BENDIAB, F. (2014). The transition from alboran to algerian basins (western mediterranean sea) : chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. *Journal of Geodynamics*, 77:186–205. [cf. p. 44, 45, 244]

MEGAGUE, H. (2018). *Étude des répliques de la séquence sismique de Béni-Ilmane de la période du 14 mai 2010 au 15 juin 2010*. Mémoire de master physique du globe, Université Ferhat Abbas - Sétif 1, Sous la direction de BOULAHIA, O. et ABACHA, I. [cf. p. 40, 95, 97]

MEGHRAOUI, M. (1988). *Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie : paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique*. Thèse, Université de Paris-Sud. [cf. p. 35, 36, 37, 46, 48, 193]

MEGHRAOUI, M., MAOUCHE, S., CHEMAA, B., CAKIR, Z., AOUDIA, A., HARBI, A., ALASSET, P.-J., AYADI, A., BOUHADAD, Y. et BENHAMOUDA, F. (2004). Coastal uplift and thrust faulting associated with the mw = 6.8 zemmouri (algeria) earthquake of 21 may, 2003. *Geophysical Research Letters*, 31(19). [cf. p. 34]

MENKE, W. (2012). *Geophysical Data Analysis : Discrete Inverse Theory MATLAB Edition*. International Geophysics Series, New York : 3rd Edition - Academic Press. [cf. p. 175]

MESIMERI, M., KARAKOSTAS, V., PAPADIMITRIOU, E. et TSAKLIDIS, G. (2019). Characteristics of earthquake clusters : Application to western Corinth Gulf (Greece). *Tectonophysics*, 767:228160. [cf. p. 151, 153]

MIHOUBI, A., SCHNÜRLE, P., BENAISSA, Z., BADSI, M., BRACENE, R., DJELIT, H., GELI, L., SAGE, F., AGOUDJIL, A. et KLINGELHOEFER, F. (2014). Seismic imaging of the eastern algerian margin off jijel : integrating wide-angle seismic modelling and multichannel seismic pre-stack depth migration. *Geophysical Journal International*, 198(3):1486–1503. [cf. p. 44, 244]

MIKUMO, T. et MIYATAKE, T. (1979). Earthquake sequences on a frictional fault model with non-uniform strengths and relaxation times. *Geophysical Journal International*, 59(3):497–522. [cf. p. 129]

MILLER, S. A. (2020). Aftershocks are fluid-driven and decay rates controlled by permeability dynamics. *Nature Communications*, 11(1):5787. [cf. p. 146]

MÖLLHOFF, M., BEAN, C. J. et BAPTIE, B. J. (2019). Sn-cast : seismic network capability assessment software tool for regional networks-examples from ireland. *Journal of Seismology*, 23:493–504. [cf. p. 63]

MODIANO, T. et HATZFELD, D. (1982). Experimental study of the spectral content for shallow earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(5):1739–1758. [cf. p. 182]

MOGI, K. (1962). Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 40:831–853. [cf. p. 129, 132]

MOGI, K. (1967). Earthquakes and fractures. *Tectonophysics*, 5(1):35–55. [cf. p. 129, 137]

MOHAMMEDI, Y., YELLES CHAOUCHE, A., CHAMI, A., KHELIF, M., AIDI, C., HAMIDATOU, M. et NASSIM, H. (2020). The 02 january 2018 ml 5.0 oued djer earthquake in the seismotectonic context of the southwestern mitidja basin area, north-central algeria. *Pure and Applied Geophysics*, 177. [cf. p. 48]

MOLNAR, P., TUCKER, B. E. et BRUNE, J. N. (1973). Corner frequencies of P and S waves and models of earthquake sources. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63(6-1):2091–2104. [cf. p. 182]

MOUNT, V. et SUPPE, J. (1992). Present-day stress orientations adjacent to active strike-slip faults - california and sumatra. *Journal of Geophysical Research*, 971:11995–12013. [cf. p. 224]

MUELLER, C. S. (1985). Source pulse enhancement by deconvolution of an empirical green's function. *Geophysical Research Letters*, 12(1):33–36. [cf. p. 30, 197, 198]

NANDAN, S., OUILLON, G., WOESSNER, J., SORNETTE, D. et WIEMER, S. (2016). Systematic assessment of the static stress triggering hypothesis using interearthquake time statistics. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 121(3):1890–1909. [cf. p. 230]

NELDER, J. A. et MEAD, R. (1965). A Simplex Method for Function Minimization. *The Computer Journal*, 7(4):308–313. [cf. p. 203]

NISHENKO, S. P. et BULAND, R. (1987). A generic recurrence interval distribution for earthquake forecasting. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(4):1382–1399. [cf. p. 151]

NUR, A. et BOOKER, J. R. (1972). Aftershocks caused by pore fluid flow? *Science*, 175(4024): 885–887. [cf. p. 237]

OGATA, Y. (1992). Detection of precursory relative quiescence before great earthquakes through a statistical model. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 97(B13):19845–19871. [cf. p. 139, 142]

OGATA, Y. (1998). Space-time point-process models for earthquake occurrences. *Annals of the Institute of Statistical Mathematics*, 50(2):379–402. [cf. p. 137, 138, 149]

OGATA, Y. (2005). Detection of anomalous seismicity as a stress change sensor. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 110(B5). [cf. p. 230]

OKADA, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile fault in a half space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92:1018–1040. [cf. p. 229]

OMORI, F. (1894). On after-shocks of earthquakes. *Journal of the College of Science*, 7:111–200. [cf. p. 25, 128, 135]

OUSADOU, F., DORBATH, L., AYADI, A., DORBATH, C. et SOFIANE, G. (2014). Stress field variations along the maghreb region derived from inversion of major seismic crisis fault plan solutions. *Tectonophysics*, 632. [cf. p. 225]

OUSADOU, F., DORBATH, L., DORBATH, C., BOUNIF, M. A. et BENHALLOU, H. (2013). The constantine (algeria) seismic sequence of 27 october 1985 : a new rupture model from aftershock relocation, focal mechanisms, and stress tensors. *Journal of Seismology*, 17(2): 207–222. [cf. p. 37]

OUYED, M., MEGHRAOUI, M., CISTERNAS, A., DESCHAMPS, A., DOREL, J., FRECHET, J., GAULON, R., HATZFELD, D. et PHILIP, H. (1981). Seismotectonics of the el asnam earthquake. *Nature*, 292(5818):26–31. [cf. p. 11, 34]

PACCHIANI, F. et 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. [cf. p. 84, 125, 237]

PAROTIDIS, M., ROTHERT, E. et SHAPIRO, S. (2003). Pore-pressure diffusion : A possible triggering mechanism for the earthquake swarms 2000 in vogtland/nw-bohemia, central europe. *Geophysical Research Letters*, 30(20). [cf. p. 238]

PETERSON, J. R. (1993). Observations and modeling of seismic background noise. *Survey, U.S. Geological*, 25:94. Report. [cf. p. 65, 66]

PHILIP, H. et MEGHRAOUI, M. (1983). Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the el asnam earthquake of october 10, 1980. *Tectonics*, 2:17–49. [cf. p. 34]

PIROMALLO, C. et MORELLI, A. (2003). P wave tomography of the mantle under the alpine-mediterranean area. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B2). [cf. p. 226, 239]

PODVIN, P. et LECOMTE, I. (1991). Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models : a massively parallel approach and its associated tools. *Geophysical Journal International*, 105(1):271–284. [cf. p. 83, 279]

PONDRELLI, s. (2012). Active faulting and transpression tectonics along the plate boundary in north africa. *Annals of geophysics = Annali di geofisica*, 55:955–967. [cf. p. 34, 35]

POUPINET, G., ELLSWORTH, W. L. et FRECHET, J. (1984). Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets : An application to the calaveras fault, california. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89(B7):5719–5731. [cf. p. 84, 85]

POWERS, P. M. et JORDAN, T. H. (2010). Distribution of seismicity across strike-slip faults in california. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 115(B5). [cf. p. 75]

RADI, Z., YELLES-CHAOUCHE, A. et BOKELMANN, G. (2015). Seismic anisotropy of northeastern algeria from shear-wave splitting analysis. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 248:73–82. [cf. p. 226, 239]

RAHMANI, S. T. E. (2019). *Étude de la séquence sismique d'Ain-Azel en Mars 2015 : Analyse des répliques, analyse statistique, champ de contrainte et paramètres de la source*. Mémoire de master physique du globe, Université Ferhat Abbas - Sétif 1, Sous la direction de BOULAHIA, O. et ABACHA, I. [cf. p. 43, 95, 112, 113, 244]

RAJABI, M., ZIEGLER, M., TINGAY, M., HEIDBACH, O. et REYNOLDS, S. (2016). Contemporary tectonic stress pattern of the taranaki basin, new zealand. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 121(8):6053–6070. [cf. p. 224]

RANDALL, M. J. (1973). The spectral theory of seismic sources. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63(3):1133–1144. [cf. p. 26]

RAOULT, J. (1974). *Géologie du centre de la Chaîne numidique : Nord du Constantinois, Algérie*. Mémoires de la Société géologique de France, Nouvelle série. Société géologique de France. [cf. p. 37, 44, 246]

RICE, J. R. et CLEARY, M. P. (1976). Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents. *Reviews of Geophysics*, 14(2):227–241. [cf. p. 228]

RICHTER, C. F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 25(1):1–32. [cf. p. 27, 63]

RIVERA, L. et CISTERNAS, A. (1990). Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(3):600–614. [cf. p. 89]

ROLAND, E. et MCGUIRE, J. J. (2009). Earthquake swarms on transform faults. *Geophysical Journal International*, 178(3):1677–1690. [cf. p. 238]

ROMANOWICZ, B. (1992). Strike-slip earthquakes on quasi-vertical transcurrent faults : Inferences for general scaling relations. *Geophysical Research Letters*, 19(5):481–484. [cf. p. 184]

ROTH, F. (1988). Modelling of stress patterns along the western part of the north anatolian fault zone. *Tectonophysics*, 152(3):215–226. Seismic Source Physics and Earthquake Prediction Research. [cf. p. 227]

ROTHÉ, J. P. (1950). Les séismes de kerrata et la séismicité de l'algérie. *Bull. Serv. Cart. Geol. Algérie, 4éme série, Géophysique*, N3(1):1–40. [cf. p. 37, 38, 46, 193]

ROUBECHE, K. (2019). *Relocalisation et analyse spatio-temporelle des répliques de la séquence sismique de Béni-Ilmane en 2010 par identification et classification des évènements en multiplets*. Mémoire de master physique du globe, Université Ferhat Abbas - Sétif 1, Sous la direction de BOULAHIA, O. et ABACHA, I. [cf. p. 40, 87, 95, 97, 243]

SATO, T. et HIRASWA, T. (1973). Body wave spectra from propagating shear cracks. *Journal of Physics of the Earth*, 21(4):415–431. [cf. p. 157]

SAVAGE, J. et WOOD, M. (1971). The relation between apparent stress and stress drop. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 61(5):1381–1388. [cf. p. 26, 28, 182]

SCHALLAMACH, A. (2002). On the abrasion of rubber. *Proceedings of the Physical Society. Section B*, 67:883. [cf. p. 22]

SCHLOTTERBECK, B. A. et ABERS, G. A. (2001). Three-dimensional attenuation variations in southern california. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 106(B12):30719–30735. [cf. p. 169]

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(1):399–415. [cf. p. 132, 137]

SCHOLZ, C. H. (2002). *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press, 2 édition. [cf. p. 12, 22, 24, 184, 227, 237]

SCHORLEMMER, D. et WIEMER, S. (2005). Microseismicity data forecast rupture area. *Nature*, 434(7037):1086–1086. [cf. p. 124, 132, 145]

SEMMANE, F., ABACHA, I., YELLES-CHAOUCHE, A. K., HANED, A., BELDJOUDI, H. et AMRANI, A. (2012). The earthquake swarm of december 2007 in the mila region of northeastern algeria. *Natural Hazards*, 64(2):1855–1871. [cf. p. 141, 142]

SEMMANE, F., BENABDELOUED, B. Y. N., BELDJOUDI, H. et YELLES-CHAOUCHE, A. K. (2015). The 22 february 2014 mw 4.1 bordj-menaïel earthquake, near boumerdes-zemmouri, north-central algeria. *Seismological Research Letters*, 86(3):794–802. [cf. p. 158]

SEMMANE, F., BENABDELOUED, B. Y. N., HEDDAR, A. et KHELIF, M. F. (2017). The 2014 mihoub earthquake (mw4.3), northern algeria : empirical green's function analysis of the mainshock and the largest aftershock. *Journal of Seismology*, 21(6):1385–1395. [cf. p. 212]

SEMMANE, F., CAMPILLO, M. et COTTON, F. (2005). Fault location and source process of the boumerdes, algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data. *Geophysical Research Letters*, 32(1). [cf. p. 229]

SERPELLONI, E., VANNUCCI, G., PONDRELLI, S., ARGNANI, A., CASULA, G., ANZIDEI, M., BALDI, P. et GASPERINI, P. (2007). Kinematics of the western africa-eurasia plate boundary from focal mechanisms and gps data. *Geophysical Journal International*, 25. [cf. p. 35, 225]

SHAPIRO, S. A., HUENGES, E. et BORM, G. (1997). Estimating the crust permeability from fluid-injection-induced seismic emission at the ktb site. *Geophysical Journal International*, 131(2):F15–F18. [cf. p. 237]

SHAPIRO, S. A., RENTSCH, S. et ROTHERT, E. (2005). Characterization of hydraulic properties of rocks using probability of fluid-induced microearthquakes. *Geophysics*, 70(2):F27–F33. [cf. p. 238]

SHI, J., KIM, W.-Y. et RICHARDS, P. G. (1998). The corner frequencies and stress drops of intraplate earthquakes in the northeastern United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(2):531–542. [cf. p. 184, 197, 198]

SINGH, S. K., APSEL, R. J., FRIED, J. et BRUNE, J. N. (1982). Spectral attenuation of SH waves along the Imperial fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6A):2003–2016. [cf. p. 162]

SINGH, S. K., PACHECO, J., ORDAZ, M. et KOSTOGLODOV, V. (2000). Source Time Function and Duration of Mexican Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(2):468–482. [cf. p. 169]

SKARLATOUDIS, A. A., SOMERVILLE, P. G. et THIO, H. K. (2016). Source-Scaling Relations of Interface Subduction Earthquakes for Strong Ground Motion and Tsunami Simulation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(4):1652–1662. [cf. p. 184]

SOUMAYA, A., BEN AYED, N., RAJABI, M., MEGHRAOUI, M., DELVAUX, D., KADRI, A., ZIEGLER, M., MAOUCHE, S. et BRAHAM, A. (2018). Active faulting geometry and stress pattern near complex strike-slip systems along the maghreb region : Constraints on active convergence in the western mediterranean. *Tectonics*, 37(9):3148–3173. [cf. p. 35, 37, 224, 225, 226, 239, 247, 248]

STEIN, R. S., BARKA, A. A. et DIETERICH, J. H. (1997). Progressive failure on the north anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, 128(3):594–604. [cf. p. 227]

TARANTOLA, A. (2005). *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation*. Society for Industrial and Applied Mathematics. [cf. p. 126, 278, 279]

TARANTOLA, A. et VALETTE, B. (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Reviews of Geophysics*, 20(2):219–232. [cf. p. 21, 82, 115, 279, 280]

THURBER, C., ROECKER, S., ZHANG, H., BAHER, S. et ELLSWORTH, W. (2004). Fine-scale structure of the san andreas fault zone and location of the safod target earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 31(12). [cf. p. 22]

TODA, S., LIN, J. et STEIN, R. S. (2011). Using the 2011 m w 9.0 off the pacific coast of tohoku earthquake to test the coulomb stress triggering hypothesis and to calculate faults brought closer to failure. *Earth, planets and space*, 63(7):725–730. [cf. p. 216]

TODA, S., STEIN, R. S., REASENBERG, P. A., DIETERICH, J. H. et YOSHIDA, A. (1998). Stress transferred by the 1995 mw= 6.9 kobe, japan, shock : Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 103(B10):24543–24565. [cf. p. 230]

TODA, S., STEIN, R. S., RICHARDS-DINGER, K. et BOZKURT, S. B. (2005). Forecasting the evolution of seismicity in southern california : Animations built on earthquake stress transfer. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 110(B5). [cf. p. 216, 228, 229]

TORO, G. R. et MCGUIRE, R. K. (1987). An investigation into earthquake ground motion characteristics in eastern North America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(2):468–489. [cf. p. 169]

TSUJIURA, M. (1978). Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 53(1):1–48. [cf. p. 164]

TUSA, G. et GRESTA, S. (2008). Frequency-Dependent Attenuation of P Waves and Estimation of Earthquake Source Parameters in Southeastern Sicily, Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(6):2772–2794. [cf. p. 169, 182]

UDIAS, A. et BUFORN, E. (1994). Seismotectonics of the mediterranean region. volume 36 de *Advances in Geophysics*, pages 121–209. Elsevier. [cf. p. 34]

UTSU, T. (1961). A Statistical Study on the Occurrence of Aftershocks. *The Geophysical Magazine*, 30:521–605. [cf. p. 128]

UTSU, T. (2002). 43 - statistical features of seismicity. *In* LEE, W. H., KANAMORI, H., JENNINGS, P. C. et KISSLINGER, C., éditeurs : *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part A*, volume 81 de *International Geophysics*, pages 719–732. Academic Press. [cf. p. 125]

UTSU, T., OGATA, Y., S, R. et MATSU'URA (1995). The centenary of the omori formula for a decay law of aftershock activity. *Journal of Physics of the Earth*, 43(1):1–33. [cf. p. 25, 124, 129, 138, 143, 146, 147, 149, 151]

VIEGAS, G., ABERCROMBIE, R. E. et KIM, W.-Y. (2010). The 2002 m5 au sable forks, ny, earthquake sequence : Source scaling relationships and energy budget. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 115(B7). [cf. p. 198, 201, 202]

VILLA, J. (1980). *La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens*. Thèse docteur ès sciences„ Universite Paris VI. [cf. p. 35, 36, 246]

WALDHAUSER, F. et 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(6):1353–1368. [cf. p. 84, 88, 106, 109, 115, 279]

WALDHAUSER, F., ELLSWORTH, W. L. et COLE, A. (1999). Slip-parallel seismic lineations on the northern hayward fault, california. *Geophysical Research Letters*, 26(23):3525–3528. [cf. p. 84]

WATANABE, K., SATO, H., KINOSHITA, S. et OHTAKE, M. (1996). Source characteristics of small to moderate earthquakes in the Kanto region, Japan : application of a new definition of the S-wave time window length. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(5):1284–1291. [cf. p. 169]

WELLS, D. L. et COPPERSMITH, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4):974–1002. [cf. p. 184]

WIEMER, S. et KATSUMATA, K. (1999). Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones. *Journal of Geophysical Research*, 104:13135–13151. [cf. p. 124, 129, 132, 155, 249]

WIEMER, S. et WYSS, M. (1997). Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities : An improved technique to calculate recurrence times ? *Journal of Geophysical Research*, 102(B7):15115–15128. [cf. p. 132]

WIEMER, S. et WYSS, M. (2000). Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs : Examples from Alaska, the Western United States, and Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(4):859–869. [cf. p. 132]

WILDI, W. (1983). La chaîne tello-rifaine (algérie, maroc, tunisie) : Structure, stratigraphie et évolution du trias au miocène. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 24:201–297. [cf. p. 37]

WYSS, M. et STEFANSSON, R. (2006). Nucleation points of recent mainshocks in southern iceland, mapped by b-value. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(2):599–608. [cf. p. 131, 132]

YAGI, Y. et NISHIMURA, N. (2011). Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bulletion of IISEE*, 45(1):133–138. [cf. p. 89, 119]

YELLES, K., LAMMALI, K., MAHSAS, A., CALAIS, E. et BRIOLE, P. (2004). Coseismic deformation of the may 21st, 2003, mw = 6.8 boumerdes earthquake, algeria, from gps measurements. *Geophysical Research Letters - GEOPHYS RES LETT*, 311. [cf. p. 11, 34]

YELLES-CHAOUCHE, A., ABACHA, I., BOULAHIA, O., AIDI, C., CHAMI, A., BELHEOUANE, A., RAHMANI, S. T.-E. et ROUBECHE, K. (2021). The 13 july 2019 mw 5.0 jijel earthquake, northern algeria : An indicator of active deformation along the eastern algerian margin. *Journal of African Earth Sciences*, 177:104–149. [cf. p. 44, 54, 95, 116, 157, 194, 221, 223, 229, 233, 239, 244, 247]

YELLES-CHAOUCHE, A., ALLILI, T., ALILI, A., MESSEMEN, W., BELDJOUDI, H., SEMMANE, F., KHERROUBI, A., DJELLIT, H., LARBES, Y., HANED, S., DERAMCHI, A., AMRANI, A., CHOUIREF, A., CHAOUI, F., KHELLAF, K. et NAIT SIDI SAID, C. (2013). The new algerian digital seismic network (adsn) : towards an earthquake early-warning system. *Advances in Geosciences*, 36:31–38. [cf. p. 2, 34, 52]

YELLES-CHAOUCHE, A., BOUDIAF, A., DJELLIT, H. et BRACENE, R. (2006). La tectonique active de la région nord-algérienne. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1):126–139. [cf. p. 46, 48]

YELLES-CHAOUCHE, A., KHELIF, M., HANED, A., CHAMI, A., AIDI, C., BELDJOUDI, H., KHERROUBI, A. et BENAISSA, Z. (2019). The algiers (north central algeria) earthquake of august 1st, 2014 mw 5.5 in the algiers bay tectonic context. *Journal of Seismology*, 23(2):287–302. [cf. p. 48, 225, 229]

YELLES-CHAOUCHE, A., KHERROUBI, A. et BELDJOUDI, H. (2017). The large algerian earthquakes (267 ad-2017). *Fìsica de la Tierra*, 29:159. [cf. p. 38, 48]

YELLES-CHAOUCHE, A., ROGER, J., DÉVERCHÈRE, J., BRACÈNE, R., DOMZIG, A., HÉBERT, H. et KHERROUBI, A. (2009). The 1856 Tsunami of Djidjelli (Eastern Algeria) : Seismotectonics, Modelling and Hazard Implications for the Algerian Coast. *Pure and Applied Geophysics*, 166(1-2):283–300. [cf. p. 36, 38, 115]

YELLES-CHAOUCHE, A. et THE MARADJA TEAM, a. (2006). A morphotectonic overview of the deforming seaward boundary of the africa-europe convergence zone off algeria from oran to annaba. European Geosciences Union (EGU), Vienna, Austria. [cf. p. 48]

YELLES-CHAOUCHE, A. et THE SPIRAL TEAM, a. (2010). From maradja to spiral surveys. recent and active deformation of the algerian margin and the evidence of contractionnal reactivation. La 32ème Commission Sismologique Européenne (ESC), Montpellier, France. [cf. p. 48]

YELLES-CHAOUCHE, A. K., ABACHA, I., SEMMANE, F., BELDJOUDI, H. et DJELLIT, H. (2014). The beni-ilmane (north-central algeria) earthquake sequence of may 2010. *Pure and Applied Geophysics*, 171(7):1283–1298. [cf. p. 3, 39, 40, 41, 97, 102, 158]

ZAZOUN, R. S., KADRI, M. A., CHERIGUI, A. et BRIEDJ, M. (2012). Le séisme du 14 Mai 2010 de Beni-Ilmane (M'sila, Algerie), (Ms = 5.2), Analyse des traces de surface. *Bulletin du service Géologique National*, 23(1):85–101. [cf. p. 97]

ZHUANG, J., OGATA, Y. et WANG, T. (2017). Data completeness of the kumamoto earthquake sequence in the jma catalog and its influence on the estimation of the etas parameters. *Earth, Planets and Space*, 69(1):36. [cf. p. 124, 150, 151]

ZIV, A. et RUBIN, A. M. (2000). Static stress transfer and earthquake triggering : No lower threshold in sight? *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 105(B6):13631–13642. [cf. p. 230]

ZOBACK, M. D. (2010). *Reservoir Geomechanics, 2nd Edition*, pages 1–449. Cambridge University Press. [cf. p. 227]

Annexe A

Problème non linéarisé : aspect probabiliste

Il est commode d'introduire l'aspect probabiliste au problème de localisation : l'hypocentre n'est plus représenté par un point unique, mais par une densité de probabilité. La solution du problème linéarisé correspond dans ce cas au maximum de la densité de probabilité. L'approche probabiliste dans la localisation des séismes permet d'apporter l'information la plus générale possible sur les coordonnées de l'hypocentre. Le principal inconvénient réside dans la nécessité d'une certaine exploration de l'espace des modeles, c'est-à-dire dans la nécessité d'effectuer un grand nombre de fois le problème direct ; ces limitations sont particulièrement importantes lorsque le volume à échantillonner est important. Un avantage par rapport aux méthodes classiques reside dans une prise en compte rigoureuse des erreurs. Aussi, le problème direct n'etant pas linéaire, des pathologies peuvent se produire avec les methodes d'inversion linéaires en ce qui concerne l'estimation de la position de l'hypocentre (minimums secondaires). Dans l'approche probabiliste, on estime la région hypocentrale par une méthode classique, puis on entreprend une exploration systématique (non linéaire) de l'espace des coordonnées hypocentrales. Cela conduit au calcul explicite de la fonction de densité de probabilité de présence de l'hypocentre.

Si l'on définit par t_i les temps d'arrivée des ondes P et S aux stations i, par (X,Y,Z), les coordonnées hypocentrales, par T le temps orgine, que l'on se donne un modèle de vitesse et une théorie, disons celle des rais, on peut alors calculer le temps d'arrivée théorique à une station quelconque par les relations :

$$t_i = g_i(R,T)\ , \tag{A.1}$$

$$g_i(R,T) = T + \tau_i(R)\ , \tag{A.2}$$

avec τ_i le temps de trajet. Dans le cas où nous introduisons un modèle de vitesse, l'équation (A.1) est supposée exacte. Les observations sont l'estimation des temps d'arrivees t_0, et la matrice de covariance des erreurs sur ces observations, C_t. Si, de plus, on suppose des lois gaussiennes pour la distribution des erreurs de mesure, la densité de probabilité dans

l'espace des données s'écrit [Tarantola 2005] :

$$\rho_D(t) = k \exp\{-\frac{1}{2}(t-t_0)^T C_t^{-1}(t-t_0)\} \,, \tag{A.3}$$

avec

$$k = \frac{1}{\sqrt{(2\pi)^n \det(C_t)}} \,,$$

où n est le nombre de stations, ^{T} désigne l'operateur de transposition, et $^{-1}$ celui d'inversion.

Nous supposons que nous ne possédons pas d'information *a priori* sur le temps origine, T, mais que nous en avons sur les coordonnées spatiales, (X,Y,Z) :

$$X = X_0 \pm \sigma_X \;\;,\;\; Y = Y_0 \pm \sigma_Y \;\;,\;\; Z = Z_0 \pm \sigma_Z \;\; \text{pour} \;\; Z \geqslant Z_{\min} \,, \tag{A.4}$$

avec X_0, Y_0 et Z_0 les coordonnées spatiales a priori et σ_X, σ_Y et σ_Z les erreurs sur ces derniers. Les σ_X, σ_Y et σ_Z peuvent être très grands. Dans le cas où nous n'avons pas d'informations spécifiques sur les coordonnées, on peut choisir comme *a priori* une information generale, comme par exemple les coordonnées de la station la plus proche de la zone hypocentrale. Nous supposons également que la sismicité est à une profondeur minimum ($Z_{\min}$). La densité de probabilité *a priori*, dans l'espace des paramètres est alors :

$$\rho_p = \begin{cases} 0 & \text{pour } Z \leqslant Z_{\min} \\ k \exp[-\frac{1}{2}(P-P_0)^T C_p^{-1}(P-P_0)] & \text{pour } Z \geqslant Z_{\min} \end{cases} \,, \tag{A.5}$$

avec :

$$k = \frac{1}{\sqrt{(2\pi)^n \det(C_p)}},$$

et

$$P = \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix} \;,\; P_0 = \begin{bmatrix} X_0 \\ Y_0 \\ Z_0 \end{bmatrix} \;,\; C_p = \begin{bmatrix} \sigma_X^2 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_Y^2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_Z^2 \end{bmatrix} .$$

Lors de la résolution du problème direct l'erreur théorique sur le calcul du temps de trajet peut être non négligeable devant l'erreur de lecture du temps d'arrivée. En fait, l'imprécision dans le calcul des coordonnées hypocentrales vient plus de l'erreur de résolution du problème direct que de l'erreur de lecture des temps d'arrivée. Si l'on peut supposer que l'erreur dans le calcul théorique des temps d'arrivée est de moyenne nulle sur toutes les stations, on pourra dire que la matrice de covariance associee, C_T, peut s'exprimer sous la forme

$$(C_T)_{ij} = \sigma^2 \exp\{-\frac{1}{2}\frac{(r_i - r_j)^2}{D^2}\} \,, \tag{A.6}$$

avec $(r_i - r_j)$ la position relative des deux stations i et j, et D la longueur de corrélation des erreurs théoriques. Ce qui vient d'être dit montre qu'étant donné (R,T), on peut estimer une densité de probabilité conditionnelle

$$\Theta(t \mid R,T) = k \exp\{-\frac{1}{2}(t - g(R,T))^T C_T^{-1}(t - g(R,T))\} \,, \tag{A.7}$$

avec :

$$k = \frac{1}{\sqrt{(2\pi)^n \det(C_T)}}$$

où la fonction $g(R,T)$ est celle utilisée dans l'équation (A.2). Tarantola et Valette [1982] (voir aussi [Tarantola 2005]) montrent que l'état d'information le plus général dans l'espace des paramètres est donné par :

$$\sigma(R,T) = \rho(R,T) \int \rho(t)\Theta(t \mid R,T)dt \ , \tag{A.8}$$

Après intégration [Tarantola et Valette 1982], on arrive à :

$$\sigma(R,T) = \rho(R,T)\exp\{-\frac{1}{2}(t_0 - g(R,T))^T (C_t + C_T)^{-1}(t_0 - g(R,T))\} \ , \tag{A.9}$$

On voit ici que, dans le cas particulier où il n'y aurait pas d'information *a priori* ($\rho(R,T) = Cte$) et pas d'erreur théorique ($C_T \equiv 0$) le point qui maximise $\sigma(R,T)$ est la solution de Geiger [1912]. On obtient donc une solution de l'équation (A.9) complète du problème sous la forme d'une fonction de densité de probabilité, qui tient compte de toutes les incertitudes.

Le logiciel NonLinLoc

Il y a donc (au moins) deux stratégies possibles pour résoudre le problème de la localisation, la première étant l'approche par linéarisation, dans laquelle la relation est écrite comme une série de Taylor au premier ordre [par ex. : Geiger 1912, Lay et Wallace 1995, Waldhauser et Ellsworth 2000], la seconde est l'approche non linéaire basée sur la formulation de Tarantola et Vallette [par ex. : Tarantola 2005, Tarantola et Valette 1982].

C'est cette dernière que nous suivrons. Nous utiliserons pour cela le programme de localisation NonLinLoc, développé par Anthony Lomax [Lomax *et al.* 2009; 2000]. Ce programme permet de localiser des séismes aussi bien avec des modèles 1D qu'avec des modèles 3D. Pour cela on fournit au programme le modèle de vitesses d'ondes P et S souhaité, ainsi que la liste des stations utilisées (avec leurs coordonnées). Le module « *Grid2Time* » crée alors une grille de temps pour chaque station, correspondant, à chaque case de la grille, au temps que mettrait une onde sismique pour aller de la station à cette case (et inversement). La méthode de calcul est basée sur l'algorithme par différences finies de Podvin et Lecomte [1991]. Il suffit ensuite d'indiquer au programme le fichier contenant les temps d'arrivées d'onde, et NonLinLoc calcule un estimateur du maximum de vraisemblance de la localisation ainsi que d'autres informations : nombre de phases utilisées, distance à la station la plus proche, RMS (Root Mean Square – residus des erreurs sur les temps d'arrivee RMS = $\sqrt{\sum R_i^2/n}$ où R_i est le temps résiduel de la $i^{\text{ème}}$ station et n le nombre de stations), estimateur linéaire de l'hypocentre, ellipsoïde de confiance, etc.

La méthode d'inversion utilisée par NonLinLoc consiste à calculer une fonction de densité de probabilité *a posteriori* (PDF) de la localisation du séisme, selon la méthode développée

par Tarantola et Valette [1982] (voir l'équation (A.9)) :

$$\mathrm{PDF}(x) \propto \exp\left(-\frac{1}{2}\sum_{\mathrm{obs}_i}\frac{(T_{\mathrm{obs}_i}-T_{\mathrm{calc}_i})^2}{\sigma_i^2}\right), \tag{A.10}$$

où T_{obs_i} correspond au temps de trajet observé entre la station i et le point x, et T_{calc_i} est le temps de trajet calculé par le modèle théorique, dont on suppose que l'erreur a une distribution gaussienne. La technique de Tarantola et Valette [1982] a été mise en œuvre par Lomax *et al.* [2000] dans NonLinLoc.

La fonction coût est définie comme la somme des doubles différences entre les temps observés et les temps estimés à chaque couple de stations possible. Chaque double différence définit le lieu des points pour lesquels la différence des temps de trajets entre deux stations est constant [Font *et al.* 2004]. On suppose que l'erreur a une distribution gaussienne :

$$\mathrm{PDF}(x) \propto \sum_{\mathrm{obs}_a,\mathrm{obs}_b}\frac{1}{\sqrt{\sigma_a^2-\sigma_b^2}}\exp\{-\frac{[(T_{\mathrm{obs}_a}(x)-T_{\mathrm{obs}_b}(x))-(T_{\mathrm{calc}_a}(x)-T_{\mathrm{calc}_b}(x))]^2}{\sigma_a^2+\sigma_b^2}\}, \tag{A.11}$$

où $T_{obs_a}(x)$ et $T_{calc_a}(x)$ sont respectivement les temps de trajet observé et calculé entre la station a et le point x, σ_a étant l'incertitude correspondante ; idem pour b.

NonLinLoc propose ensuite plusieurs algorithmes pour localiser le maximum de vraisemblance et obtenir une représentation de la PDF : un algorithme de recherche systématique par grille, qui va calculer la PDF pour chaque point de la grille ; un algorithme de type *Metropolis-Gibbs* ; et un algorithme appelé *Oct-Tree*. C'est cet algorithme qui sera utilisé car il donne des résultats proches de la recherche systématique par grille, gère correctement les fonctions de densité de probabilité pluri-modales ou de formes atypiques, tout en étant cent fois plus rapide que la recherche systématique par grille. L'algorithme de type *Metropolis-Gibbs* est aussi rapide mais a tendance à mal gérer les distributions pluri-modales et à être pris au piège dès qu'il entre dans une zone à forte densité [Lomax *et al.* 2009].

Comme le montre la Figure A.1, la méthode *Oct-Tree* utilise un algorithme d'échantillonnage subdivisant l'espace de manière récursive, en « cellules ». La probabilité de la localisation d'un foyer, dans une cellule donnée, dépend du volume de cette dernière et de la PDF en son centre. Aussi, cette méthode, qui ne nécessite pas la définition d'un foyer *a priori*, implique un échantillonnage initial global de l'espace de recherche sur une grille grossière régulière.

Dans un premier temps la zone géographique d'intérêt (en trois dimensions) est divisée en un certain nombre restreint de cellules. L'algorithme calcule le PDF_i au centre de chaque cellule, et classe ensuite les PDF_i dans l'ordre. La cellule ayant la $\mathrm{PDF}_{\max}$ est ensuite divisée en huit cellules filles. Les PDF_i sont ensuite calculées pour chaque cellule fille, une nouvelle liste des PDF_i ordonnées est créée, et l'opération est répétée jusqu'à ce qu'un certain critère soit atteint (taille de cellules inférieure ou superieur à une limite fixée, etc.).

La position du foyer microsismique déterminée correspondra alors à celle du centre de la cellule ayant, à la dernière itération, la probabilité de localisation la plus forte. Cette procédure itérative produit une structure dite en « *Oct-Tree* », avec un nombre plus élevé

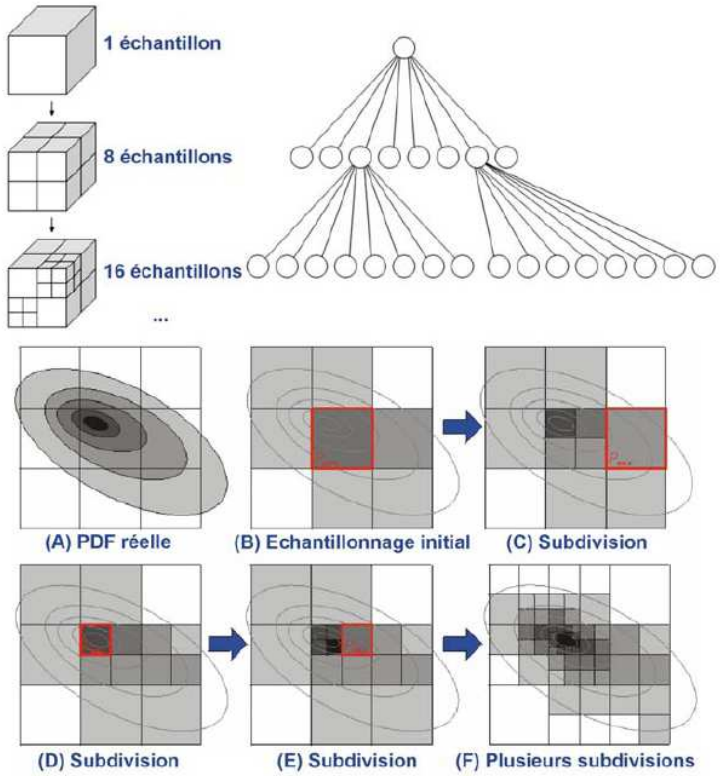


FIGURE A.1 – Représentation en 2D des pas de l'algorithme *Oct-Tree* : en haut à gauche (A) la Figure correspond à la PDF réelle et est suivie de l'échantillonnage initial ; (B), depuis la première flèche les pas correspondent aux subdivisions récursives de l'espace (C, D, E, F) (Source : `http://alomax.free.fr/` ; [Lomax *et al.* 2009])

de cellules dans les régions de plus grande PDF. De fait, elle donne un échantillonnage approximatif « en importance » de la PDF de localisation des foyers dans l'espace de recherche. Les solutions obtenues correspondent bien à des minimums globaux de la fonction objectif, du fait qu'à chaque itération l'algorithme explore systématiquement tout l'espace de recherche. De plus, étant donné que la méthode *Oct-Tree* ne linéarise pas le problème inverse, elle permet de donner une bonne représentation de la complexité de la densité de probabilité.

Cependant, les temps de calcul peuvent être très importants puisque l'algorithme s'emploie à lire tous les temps de trajet et les PDF de la grille stockés en mémoire, allant ainsi très lentement lorsque le nombre d'observations est grand et que la taille de la grille est grande (soit que la zone physique soit étendue, soit que le maillage soit fin).

Le programme renvoie en sortie plusieurs fichiers, dont un possedant l'extension « *.*hyp* » contenant la plupart des informations : coordonnées du maximum de vraisemblance, nombre de phases utilisées, distance à la station la plus proche, RMS, estimateur linéaire de l'hypocentre, ellipsoïde de confiance, etc.

Annexe B

Principe de la cross-corrélation des sismogrammes

Pour ajuster nos signaux de manière à obtenir des temps très précis, les techniques de cross-corrélation temporelle et spectrales sont utilisées. L'étape préliminaire à la relocalisation est donc la mesure des délais de temps de trajet pour chaque paire d'événements du catalogue à chaque station du réseau. Une mesure précise de ce délai peut être obtenue par cross-corrélation temporelle et spectrales des formes d'ondes.

La cross-corrélation temporelle

Soit deux signaux sismiques $s_1(t)$ et $s_2(t)$ de moyenne nulle. La cross-corrélation est définie par :

$$C(\tau) = \lim_{T\to\infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{+T/2} s_1(t) s_2(t-\tau) dt \tag{B.1}$$

La cross-corrélation $C(\tau)$ mesure la similitude entre le signal $s_1(t)$ et le signal $s_2(t)$ décalé d'un temps (τ). L'intervalle T qui correspond à la fenêtre d'analyse est utilisé comme facteur de normalisation. Dans le cas de signaux échantillonnés la cross-corrélation se note :

$$C(k) = \frac{1}{N} \sum_{j=1-k}^{N} s_1(j+k) s_2(j) \quad \text{avec :} k \in \{-1, ..., -(N-1)\} \tag{B.2}$$

$$C(k) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^{N-k} s_1(j+k) s_2(j) \quad \text{avec :} k \in \{0, 1, 2, 3..., N-1\} \tag{B.3}$$

Pour un décalage donné entre nos deux signaux, la fonction de cross-corrélation est calculée sur l'ensemble de la fenêtre temporelle suivant l'équation (B.1). Ensuite T varie et l'opération se répète jusqu'à ce que le signal (s_1) a complètement balayé le signal (s_2). On obtient ainsi différentes valeurs du coefficient de cross-corrélation entre nos deux signaux en fonction du délai τ (Figure 4.3). Le décalage en temps entre nos deux signaux est mesuré à l'endroit où la fonction de cross-corrélation est maximum. En effet c'est pour que l'alignement de nos deux signaux est maximum. Ce décalage représente la différence des temps d'arrivées observés pour une station i du réseau, $\delta t = \Delta t_{12}^{i\ \mathrm{obs}}$.

La cross-corrélation spectrale

Inter-spectre et auto-spectre : l'inter-spectre et auto-spectre est le module de la transformée de Fourier de la fonction de corrélation, comme présentée sur la Figure 4.4 (trait bleu pointillé). Si les signaux $s_1(t)$ et $s_2(t)$ de deux séismes qui forment un doublet sont identiques à un facteur d'échelle près, k, mais décalés d'un temps τ alors cette hypothèse est exprimée par la relation (B.4) suivante :

$$s_1(t) = k s_2(t+\tau) \tag{B.4}$$

On voit ici que les quantités k et τ englobent toute la différence entre les deux signaux. Dans le domaine spectral, l'inter-spectre $S_{12}(f)$ est égal à la multiplication du spectre du premier signal, $S_1(f)$, avec le conjugué complexe du deuxième, $S_2^*(f)$, la relation (B.4) devient :

$$S_{12}(f) = S_1(f) * S_2^*(f) = k|S_2(f)|^2.e^{-i2\pi\tau} \tag{B.5}$$

Quant à l'auto-spectre, il est défini comme la transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation. Dans le domaine fréquentiel, il est égal au spectre du signal, $S_i(f)$, multiplié par son conjugué complexe, $S_2^*(f)$ et est une fonction réelle donnée par :

$$A_i(f) = S_i(f) * S_i^*(f) = |S_i(f)|^2 \tag{B.6}$$

Nous constatons que le résultat de l'inter-spectre défini par l'équation (B.5) est une fonction complexe. La phase $\Theta_{12}(f)$, présentée sur la Figure 4.4 (cercles oranges), est une fonction linéaire en fréquence qui s'écrit :

$$\Theta_{12}(f) = -\tau 2\pi f \tag{B.7}$$

et est donc directement proportionnelle au délai temporel entre les deux signaux. Cette propriété permet donc de connaître la valeur τ du délai, entre les deux signaux, à partir de la mesure de la pente de la phase.

Cohérence : L'amplitude $\nu(f)$ du produit de l'inter-spectre moyennée entre deux fréquences seuil est appelée la cohérence. Il est à noter que l'information de similarité entre les deux signaux $s_1(t)$ et $s_2(t)$ est contenue dans la cohérence, $\nu(f)$ présentée sur la Figure 4.4 (courbe bleu). Elle est calculée à partir du module de l'inter-sepectre lissé, $\overline{S_{12}(f)}$, et des autos-spectres lissés, $\overline{A_1(f)}$ et $\overline{A_2(f)}$, et s'écrit :

$$\nu(f) = \frac{|\overline{S_{12}(f)}|^2}{\overline{A_1(f)}.\overline{A_2(f)}} \tag{B.8}$$

Le lissage spectral, qui est une moyenne calculée sur les fréquences, est utilisé pour réduire le bruit dans l'inter-spectre. La valeur de la cohérence varie entre 0 et 1. Une cohérence proche de 0 indique des signaux décorrélés à la fréquence considérée, alors qu'une valeur égale à 1 signifie que les signaux sont identiques.

Déroulage du spectre de phase : Avant de pouvoir mesurer le délai il faut dérouler la phase, car seule sa valeur principale est connue (la valeur de la phase modulo 2π). Cette opération ne pose pas de problème pour autant que le spectre de phase ne comporte pas de singularités autres que celles induites par le pliage. Considérant des signaux sismologiques,

ceci n'est pas toujours le cas et des ambiguïtés surgissent (cercles oranges, trait noir la régression linéaire sur la Figure 4.4). En effet, si entre deux échantillons en fréquence il y a une différence de π ou plus, il n'est pas possible de savoir si la phase augmente ou diminue. La phase est déroulée en comparant la valeur, à une fréquence donnée, avec celle moyennée sur les 3 ou 4 échantillons en fréquence précédents. Si la différence absolue est plus grande que π nous additionnons ou soustrayons 2π, selon le signe de la différence. Pour dérouler la phase et afin de la rendre continue on applique un algorithme de dépliage Matlab.

Mesure du délai : Le délai τ_i entre nos deux signaux est donc directement donné par la pente de la phase ($2\pi\tau$). Dans le calcul utilisé pour le calcul du délai, une régression linéaire est utilisée, et chaque valeur est pondérée par sa cohérence à la fréquence considérée. Le poids de chaque coefficient du spectre de phase $W(f)$ définit comme la pondération, elle est en fonction de la cohérence $\nu(f)$ comme suite :

$$W(f) = \begin{cases} \sqrt{\frac{\nu(f)}{1-\nu(f)}} & \text{si} \quad 0.75 \leqslant \nu(f) < 1 \\ 0 & \text{si} \quad \nu(f) < 0.75 \end{cases} \tag{B.9}$$

$$P = \frac{\sum_f W(f)\Theta_{12}(f)}{\sum_f W(f).f^2} \tag{B.10}$$

Annexe C

Les résultats de l'inversion des formes d'ondes et solution du tenseur de moment pour des séismes récentes entre 2010 et 2021

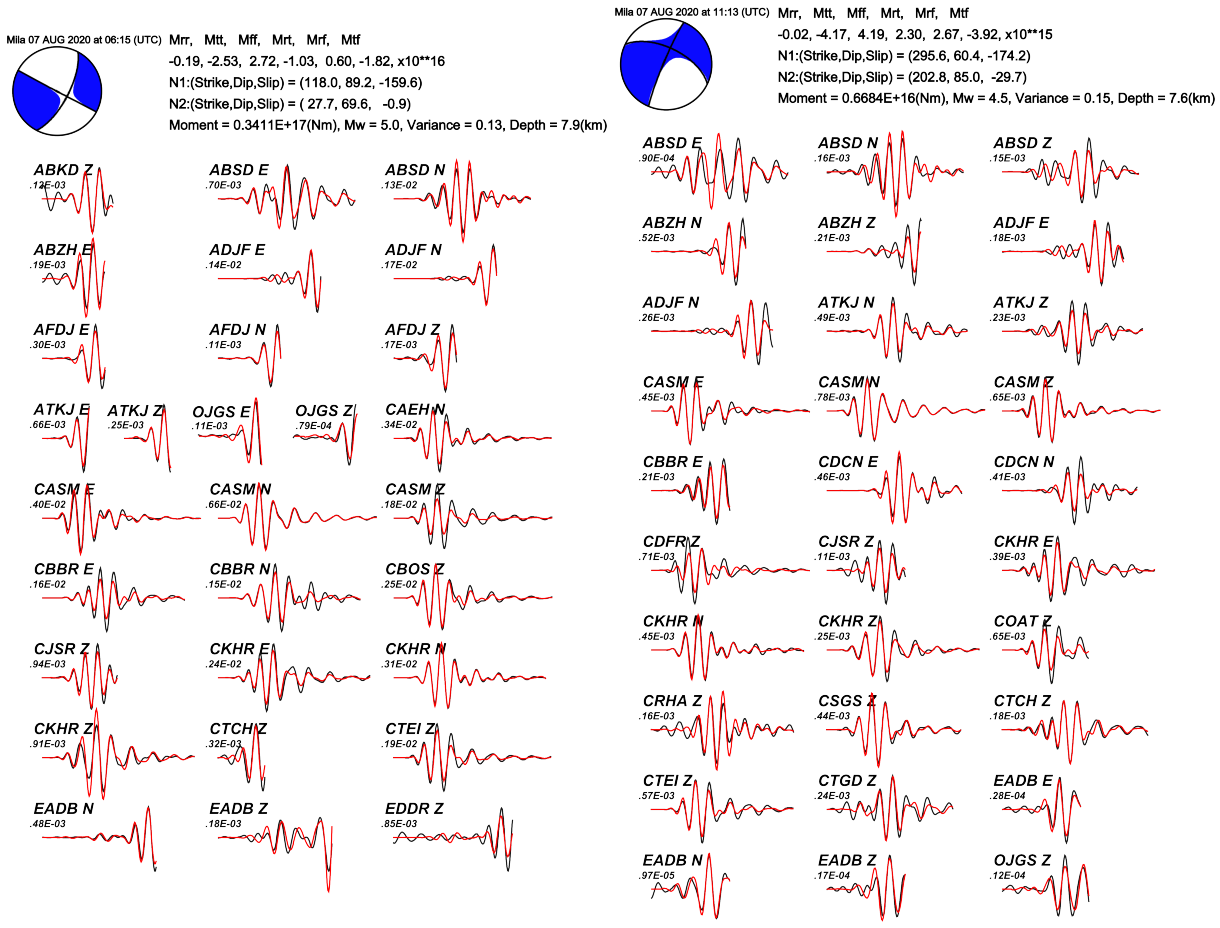


FIGURE C.1 – Solution du tenseur de moment et les formes d'onde les mieux ajustées, à gauche de la Figure le choc principal de Grarem-Gouga (Mila) du vendredi 07 août 2020 (M_w 5.0). Les lignes noires et rouges représentent respectivement les données en vitesse observées et synthétiques, les deux sont en cm/s et filtrées en utilisant la même bande de fréquences. Les valeurs dans la légende en haut représentent les paramètres du tenseur de moment, les solutions de plan de faille les mieux ajustées, le moment sismique M_0, la magnitude de moment M_w, la variance et la profondeur focale. Les étiquettes de texte sur chaque trace sont les amplitudes maximale (cm/s) et le code de station. Idem pour les autres séismes.

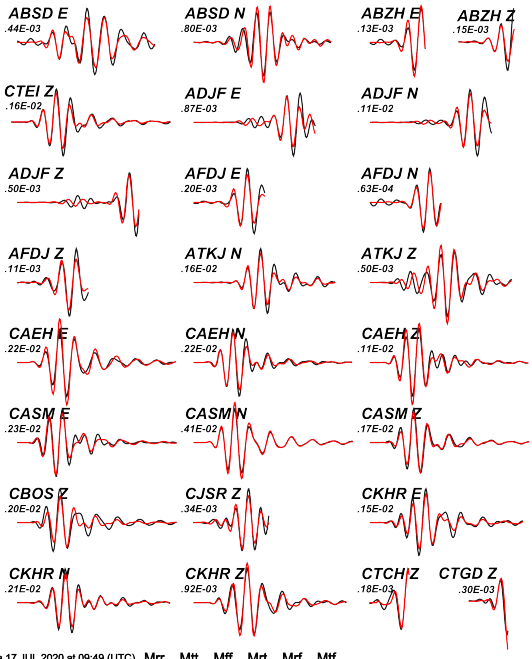
Mila 17 JUL 2020 at 08:12 (UTC) Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf

-0.14, -1.54, 1.68, -0.31, 0.63, -1.26, x10**16

N1:(Strike,Dip,Slip) = (295.0, 80.9, 166.6)

N2:(Strike,Dip,Slip) = (27.2, 76.8, 9.4)

Moment = 0.2141E+17(Nm), Mw = 4.8, Variance = 0.11, Depth = 6.4(km)



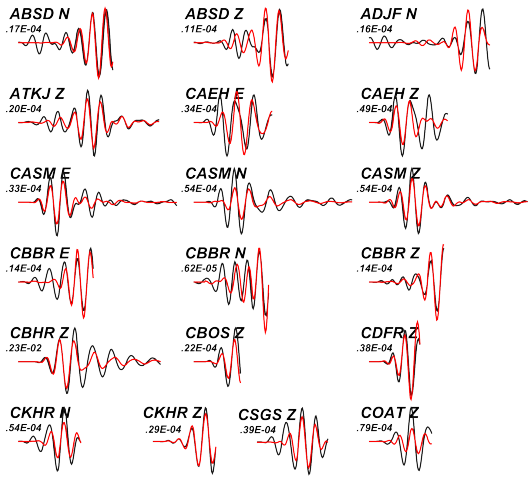
Mila 10 AUG 2020 at 13:50 (UTC) Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf

-1.71, -1.46, 3.27, 2.82, 3.07, -2.03, x10**14

N1:(Strike,Dip,Slip) = (306.3, 40.8, -159.8)

N2:(Strike,Dip,Slip) = (200.8, 77.0, -51.0)

Moment = 0.5333E+15(Nm), Mw = 3.8, Variance = 0.24, Depth = 5.9(km)



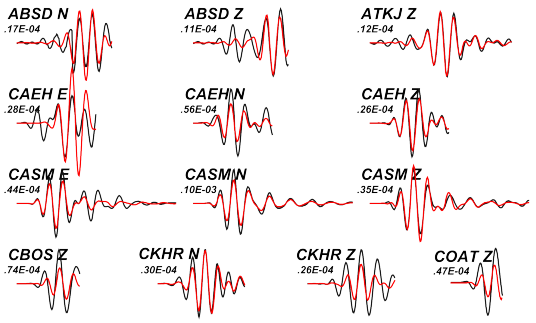
Mila 17 JUL 2020 at 09:49 (UTC) Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf

0.77, -2.89, 2.24, -0.00, 1.51, -1.44, x10**14

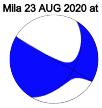
N1:(Strike,Dip,Slip) = (296.6, 65.5, 162.7)

N2:(Strike,Dip,Slip) = (34.0, 74.3, 25.5)

Moment = 0.3367E+15(Nm), Mw = 3.6, Variance = 0.29, Depth = 4.9(km)



Mila 23 AUG 2020 at 14:24 (UTC) Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf

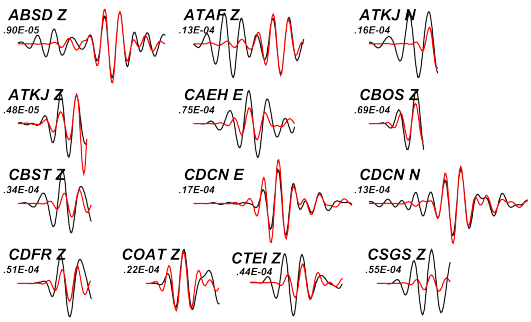


0.10, -2.06, 2.11, -1.88, 0.92, -1.12, x10**14

N1:(Strike,Dip,Slip) = (120.2, 89.8, -138.6)

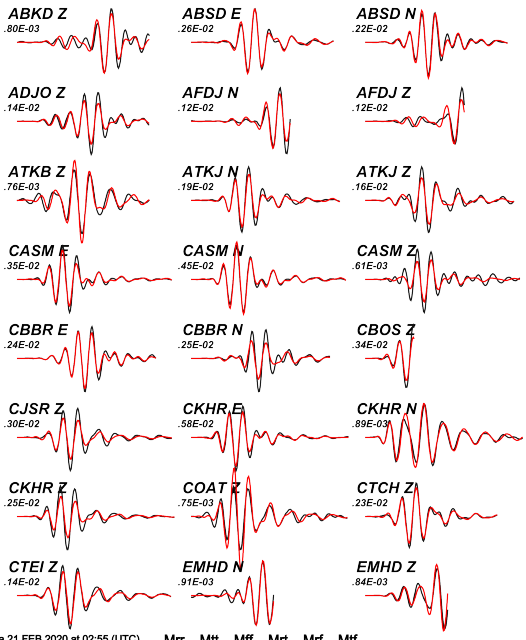
N2:(Strike,Dip,Slip) = (29.9, 48.6, -0.3)

Moment = 0.3157E+15(Nm), Mw = 3.6, Variance = 0.38, Depth = 5.7(km)

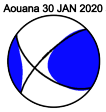


Aouana 24 JAN 2020 at 07:24 (UTC) Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf

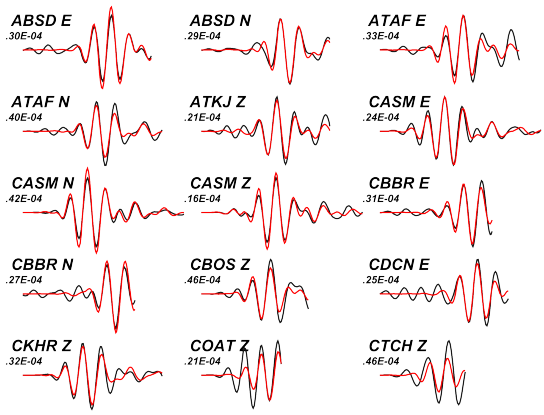
0.14, -2.90, 2.76, 0.44, 0.32, -2.20, x10**16
N1:(Strike,Dip,Slip) = (296.3, 82.7, -176.6)
N2:(Strike,Dip,Slip) = (205.9, 86.6, -7.4)
Moment = 0.3625E+17(Nm), Mw = 5.0, Variance = 0.1103, Depth = 7.0(km



Aouana 30 JAN 2020 at 13:52 (UTC) Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf

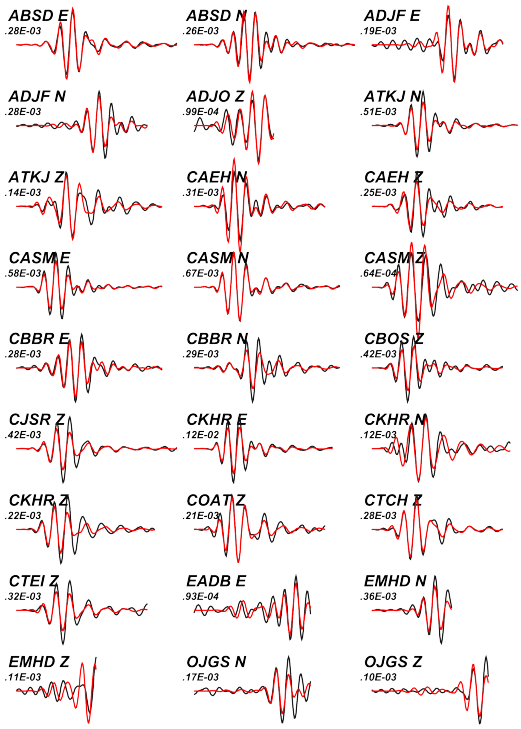


0.99, -4.21, 3.26, -0.48, -3.08, -0.44, x10**14
N1:(Strike,Dip,Slip) = (125.3, 58.9, 160.1)
N2:(Strike,Dip,Slip) = (225.9, 73.0, 32.7)
Moment = 0.4873E+15(Nm), Mw = 3.7, Variance = 0.1428, Depth = 6.6(km



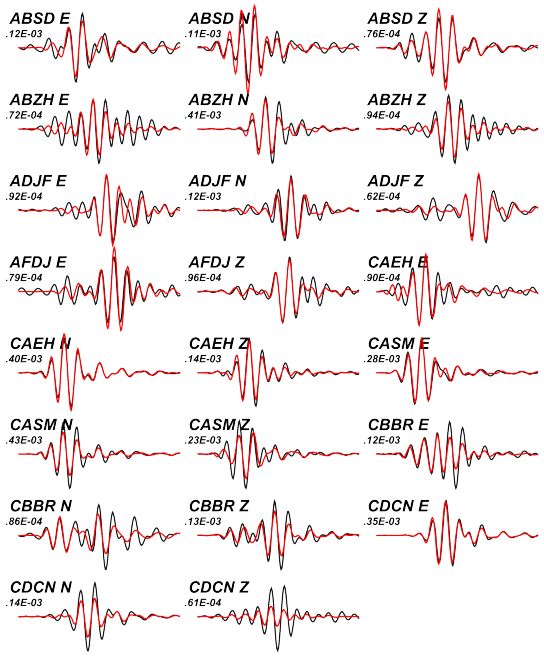
Aouana 21 FEB 2020 at 02:55 (UTC) Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf

0.52, -3.63, 3.11, 0.40, 0.40, -3.98, x10**15
N1:(Strike,Dip,Slip) = (290.2, 84.6, -178.3)
N2:(Strike,Dip,Slip) = (200.1, 88.3, -5.4)
Moment = 0.5245E+16(Nm), Mw = 4.4, Variance = 0.1791, Depth = 7.6(km



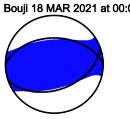
Aouana 19 JUL 2021 at 19:21 (UTC) Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf

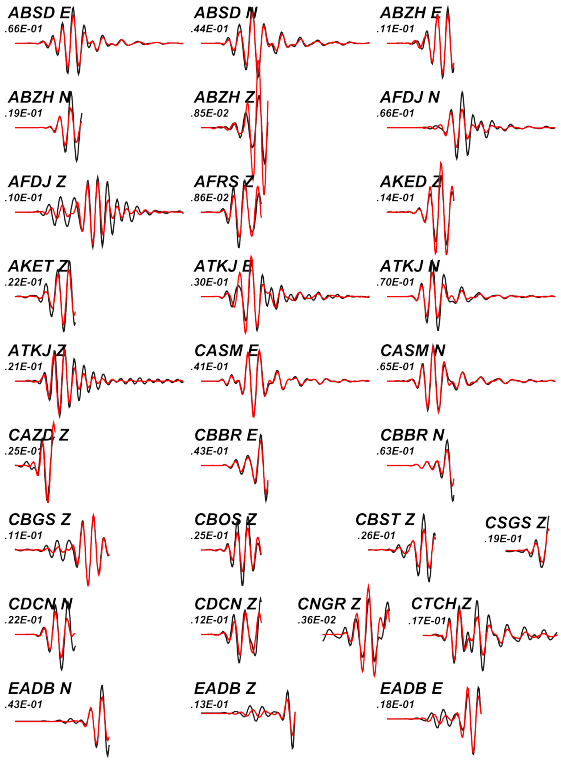
0.91, -1.59, 0.68, -0.12, 1.87, -3.22, x10**15
N1:(Strike,Dip,Slip) = (276.7, 60.3, 166.6)
N2:(Strike,Dip,Slip) = (13.4, 78.4, 30.3)
Moment = 0.3969E+16(Nm), Mw = 4.3, Variance = 0.1962, Depth = 7.2(km



Bouji 18 MAR 2021 at 00:04 (UTC)

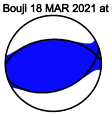
Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf
7.41, -9.09, 1.67, -0.03, 0.98, -1.89, x10**17
N1:(Strike,Dip,Slip) = (70.7, 46.3, 76.4)
N2:(Strike,Dip,Slip) = (270.0, 45.4, 103.9)
Moment = 0.9659E+18(Nm), Mw = 5.96, Variance = 0.1598, Depth = 9.1(km)

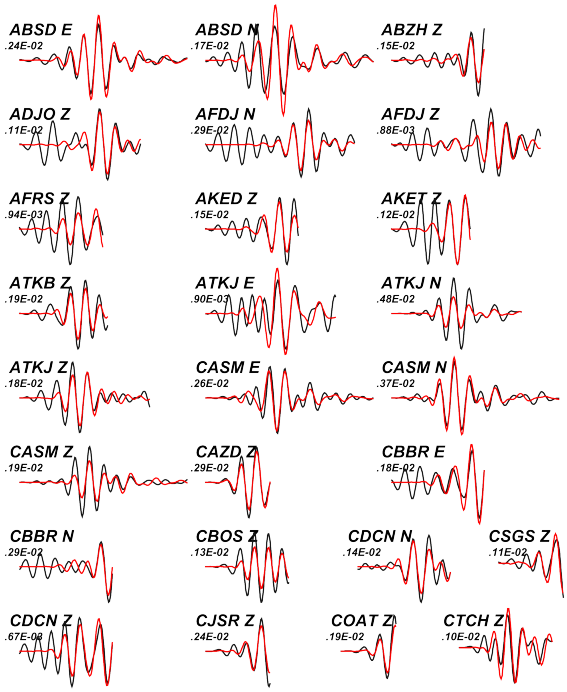




Bouji 18 MAR 2021 at 00:17 (UTC)

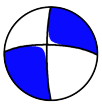
Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf
5.31, -5.85, 0.54, -0.79, 0.61, -1.24, x10**16
N1:(Strike,Dip,Slip) = (70.3, 42.4, 76.6)
N2:(Strike,Dip,Slip) = (268.2, 49.0, 102.0)
Moment = 0.5798E+17(Nm), Mw = 5.15, Variance = 0.2898, Depth = 8.2(km)

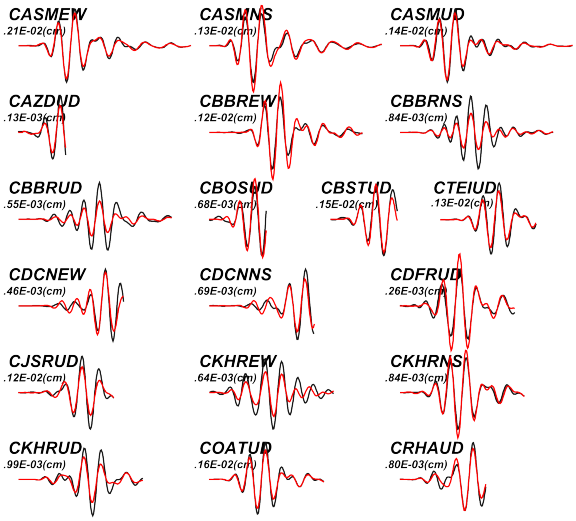




Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf
-0.15, 0.02, 0.13, 0.17, 0.40, -1.52, x10**16
N1:(Strike,Dip,Slip) = (271.9, 74.6, -172.6)
N2:(Strike,Dip,Slip) = (179.9, 82.8, -15.5)
Moment = 0.1592E+17(Nm), Mw = 4.7
Variance = 0.1290
depth = 6.1(km)

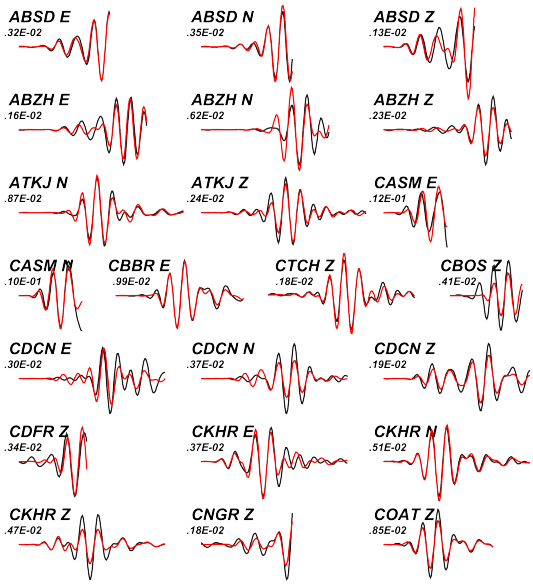
Kantour 05 MAR 2017 at 01:46

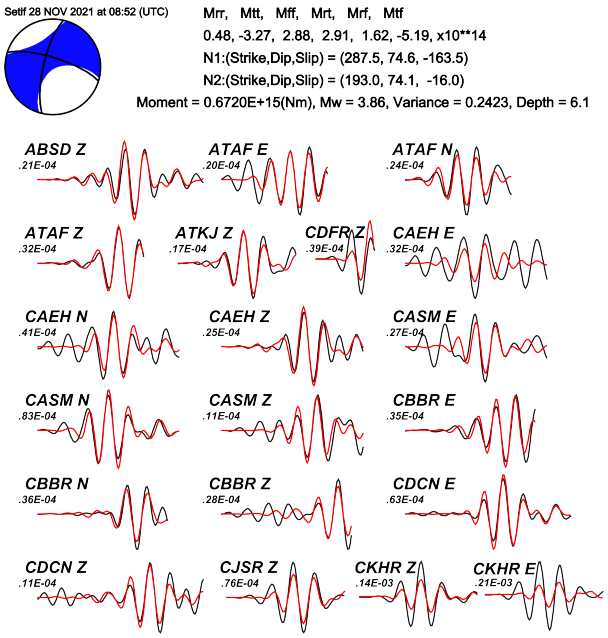




Kantour 22 NOV 2020 at 03:53 (UTC)

Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf
-0.45, -0.21, 0.67, 0.96, 4.03, -9.48, x10**16
N1:(Strike,Dip,Slip) = (272.4, 67.0, -174.9)
N2:(Strike,Dip,Slip) = (180.4, 85.3, -23.1)
Moment = 0.1036E+18(Nm), Mw = 5.3, Variance = 0.15, Depth = 9.8(km)

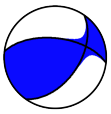


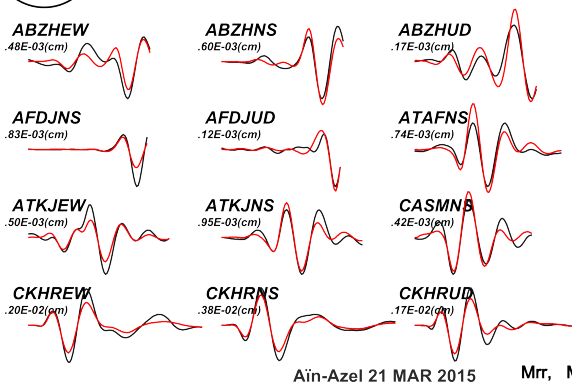

Setlf 28 NOV 2021 at 08:52 (UTC)
Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf
0.48, -3.27, 2.88, 2.91, 1.62, -5.19, x10**14
N1:(Strike,Dip,Slip) = (287.5, 74.6, -163.5)
N2:(Strike,Dip,Slip) = (193.0, 74.1, -16.0)
Moment = 0.6720E+15(Nm), Mw = 3.86, Variance = 0.2423, Depth = 6.1
ABSD Z
.21E-04
ATAF E
.20E-04
ATAF N
.24E-04
ATAF Z
.32E-04
ATKJ Z
.17E-04
CDFR Z
.39E-04
CAEH E
.32E-04
CAEH N
.41E-04
CAEH Z
.25E-04
CASM E
.27E-04
CASM N
.83E-04
CASM Z
.11E-04
CBBR E
.35E-04
CBBR N
.36E-04
CBBR Z
.28E-04
CDCN E
.63E-04
CDCN Z
.11E-04
CJSR Z
.76E-04
CKHR Z
.14E-03
CKHR E
.21E-03

Aïn-Azel 15 MAR 2015

at 11:22

Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf
6.37, -7.85, 1.49, -2.90, 3.44, -5.28, x10**15
N1:(Strike,Dip,Slip) = (34.6, 51.5, 40.6)
N2:(Strike,Dip,Slip) = (276.5, 59.4, 133.7)
Moment = 0.1000E+17(Nm), Mw = 4.6
Variance = 0.1649
depth = 3.4(km)

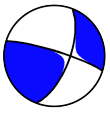


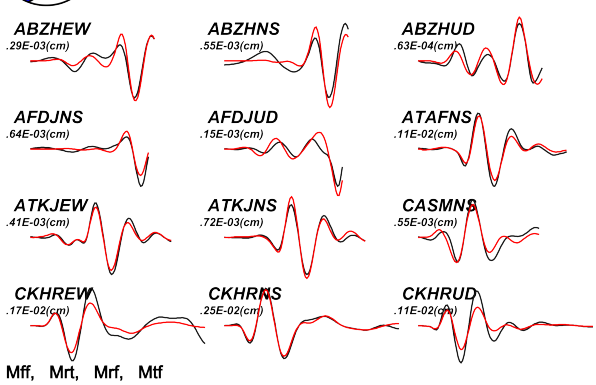


Aïn-Azel 17 MAR 2015

at 21:14

Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf
0.53, -3.79, 3.27, -2.25, 1.72, -4.59, x10**15
N1:(Strike,Dip,Slip) = (287.1, 82.1, 155.2)
N2:(Strike,Dip,Slip) = (20.8, 65.4, 8.7)
Moment = 0.6455E+16(Nm), Mw = 4.5
Variance = 0.1340
depth = 7.2(km)

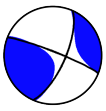


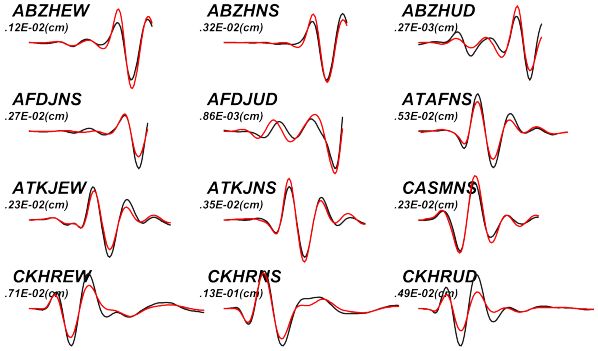


Aïn-Azel 21 MAR 2015

at 22:55

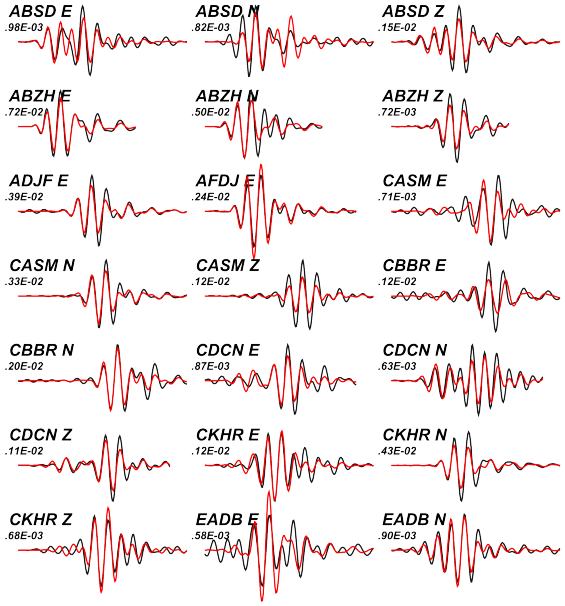
Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf
-0.18, -1.80, 1.98, -0.81, 0.92, -1.93, x10**16
N1:(Strike,Dip,Slip) = (291.5, 83.7, 159.2)
N2:(Strike,Dip,Slip) = (23.9, 69.3, 6.7)
Moment = 0.2941E+17(Nm), Mw = 4.9
Variance = 0.1072
depth = 6.4(km)





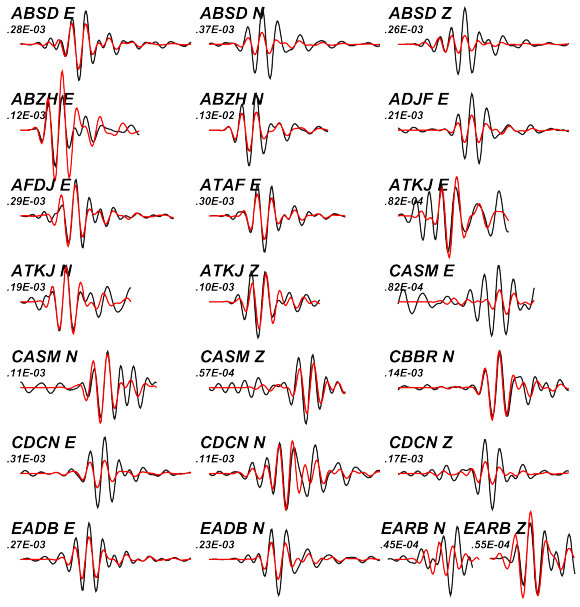
HammamMelouane 17 JUL 2013 at 03:00

Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf
1.18, -1.07, -0.10, 0.62, 1.44, -2.95, x10**16
N1:(Strike,Dip,Slip) = (274.3, 58.5, 170.3)
N2:(Strike,Dip,Slip) = (9.4, 81.7, 31.9)
Moment = 0.3373E+17(Nm), Mw = 5.0, Variance = 0.27, Depth = 9.9(km)



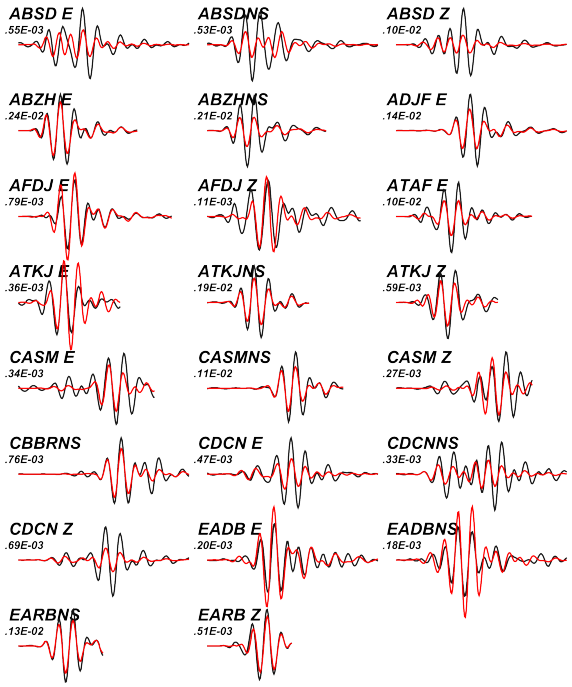
HammamMelouane 23 DEC 2014 at 08:59

Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf
1.12, -2.51, 1.40, 0.79, 0.63, -1.02, x10**15
N1:(Strike,Dip,Slip) = (299.1, 56.8, 163.5)
N2:(Strike,Dip,Slip) = (38.3, 76.3, 34.3)
Moment = 0.3454E+16(Nm), Mw = 4.3, Variance = 0.32, Depth = 10.6(km)



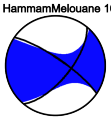
HammamMelouane 23 DEC 2014 at 08:00

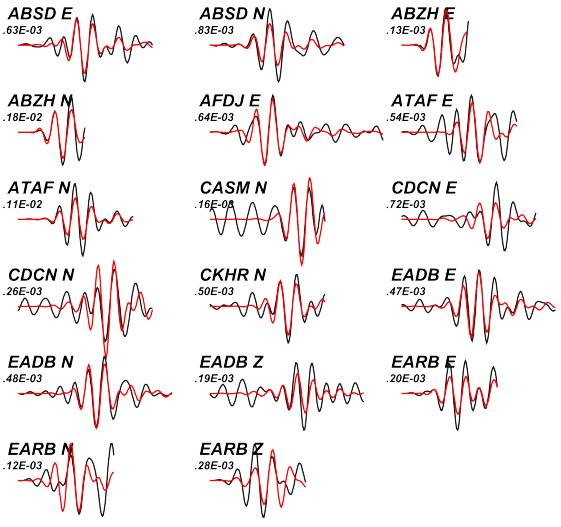
Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf
3.54, -3.28, -0.24, 1.38, 4.89, -8.79, x10**15
N1:(Strike,Dip,Slip) = (273.2, 55.6, 167.2)
N2:(Strike,Dip,Slip) = (10.6, 79.4, 35.1)
Moment = 0.1381E+17(Nm), Mw = 4.7, Variance = 0.28, Depth = 10.7(km)



HammamMelouane 10 FEB 2016 at 01:12

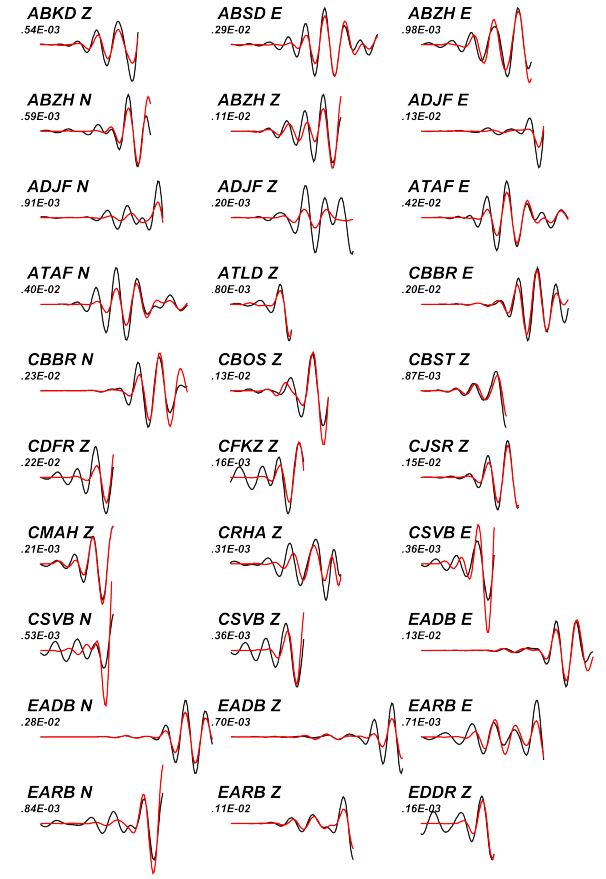
Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf
2.03, -6.86, 4.83, -1.49, 1.53, -1.58, x10**15
N1:(Strike,Dip,Slip) = (304.3, 78.5, 156.1)
N2:(Strike,Dip,Slip) = (39.4, 66.6, 12.5)
Moment = 0.5428E+16(Nm), Mw = 4.4, Variance = 0.29, Depth = 9.7(km)





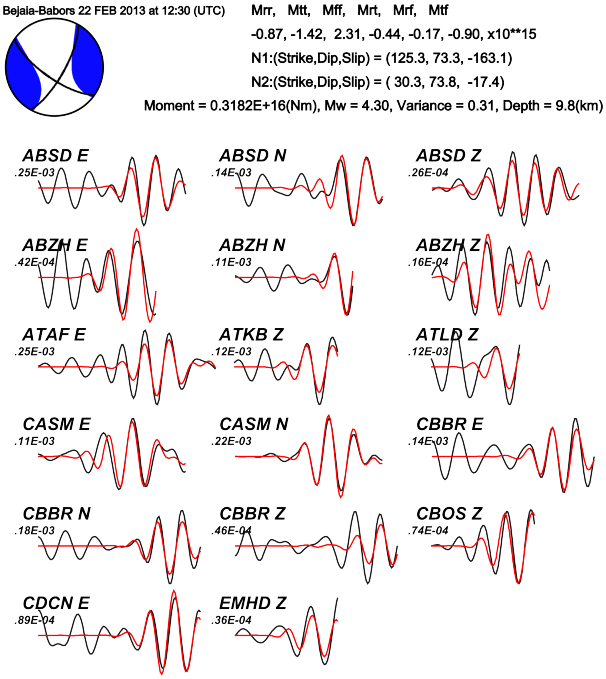
Bejaia-Babors 28 NOV 2012 at 23:15 (UTC)

Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf
0.28, 2.81, -3.09, 1.26, 2.29, -0.35, x10**16
N1:(Strike,Dip,Slip) = (134.8, 62.5, 164.3)
N2:(Strike,Dip,Slip) = (232.5, 75.6, -151.5)
Moment = 0.5273E+17(Nm), Mw = 5.12, Variance = 0.30, Depth = 11.37(km)



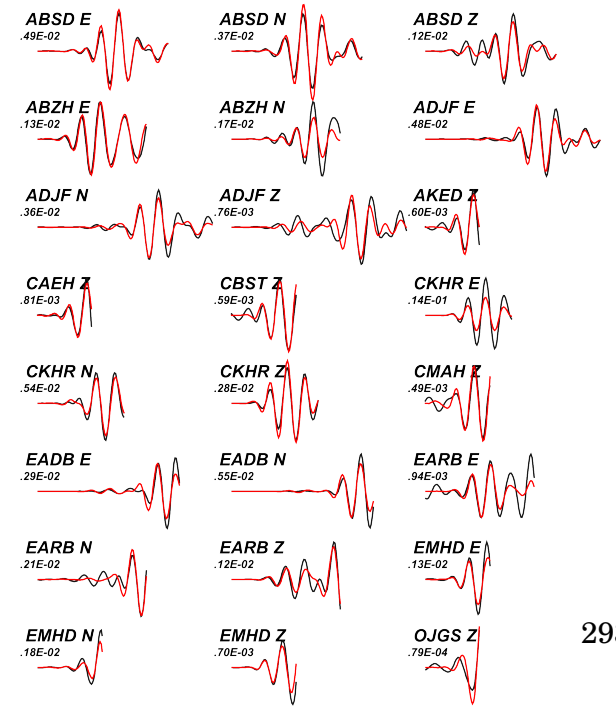
Bejaia-Babors 22 FEB 2013 at 12:30 (UTC)

Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf
-0.87, -1.42, 2.31, -0.44, -0.17, -0.90, x10**15
N1:(Strike,Dip,Slip) = (125.3, 73.3, -163.1)
N2:(Strike,Dip,Slip) = (30.3, 73.8, -17.4)
Moment = 0.3182E+16(Nm), Mw = 4.30, Variance = 0.31, Depth = 9.8(km)



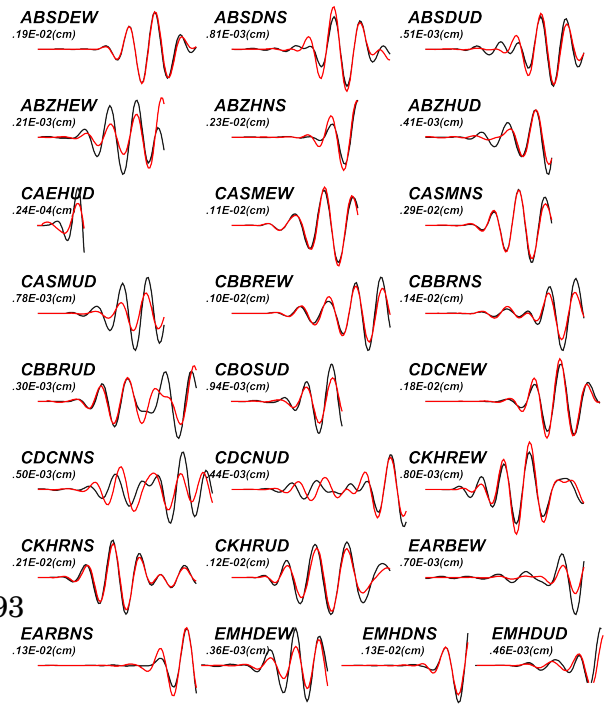
Bejaia-Babors 19 MAY 2013 at 09:07 (UTC)

Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf
-0.29, -6.41, 6.70, -2.91, -1.37, 0.25, x10**16
N1:(Strike,Dip,Slip) = (137.9, 65.7, -172.6)
N2:(Strike,Dip,Slip) = (44.8, 83.3, -24.5)
Moment = 0.7491E+17(Nm), Mw = 5.22, Variance = 0.13, Depth = 10.2(km)



Bejaia-Babors 26 MAY 2013 at 16:00 (UTC)

Mrr, Mtt, Mff, Mrt, Mrf, Mtf
1.46, -1.94, 0.47, 0.60, -0.13, -1.89, x10**16
N1:(Strike,Dip,Slip) = (95.2, 64.9, 140.7)
N2:(Strike,Dip,Slip) = (204.4, 55.0, 31.2)
Moment = 0.2466E+17(Nm), Mw = 4.9
Variance = 0.1942
depth = 9.6(km)



Annexe D

Les Publications Scientifiques Dans Des Journaux Spécialisés

Author's personal copy

J Seismol
https://doi.org/10.1007/s10950-018-9800-7

ORIGINAL ARTICLE

The 2010 Beni-Ilmane, Algeria, earthquake sequence: statistical analysis, source parameters, and scaling relationships

Issam Abacha · Oualid Boulahia · Abdelkarim Yelles-Chaouche · Fethi Semmane · Hamoud Beldjoudi · Hichem Bendjama

Received: 5 May 2018 / Accepted: 17 October 2018
© Springer Nature B.V. 2018

Abstract Source parameters were estimated for the 18 largest events ($M_D \geq 4$) of the 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence (north-central Algeria) using data recorded by permanent broadband seismic stations of the Algeria Digital Seismic Network (ADSN). Displacement spectra of *P* and *S* waves were estimated using a Brune seismic source model to compute spectral parameters. Spectra were corrected to account for path effects and near-surface attenuation. The average seismic moments estimated from *P* and *S* wave spectra ranged from 5.5×10^{14} to 1.6×10^{17} N m, with a logarithmic mean $M_0(S)/M_0(P)$ ratio of 0.96. Source radii ranged from 735 to 2266 m with an average $r(S)/r(P)$ value of 0.99. Stress drops varied from 0.2 to 11 MPa with an average $\Delta\sigma(S)/\Delta\sigma(P)$ ratio of 1.08. Corner frequencies (f_c) vary from 0.8 to 2.4 Hz, and moment magnitudes (M_w) range from 3.8 to 5.4. Scaling relations of seismic moments, source radii, and stress drops indicate that events with $M_0 \geq 2 \times 10^{16}$ N m have stress drops that are generally constant, while the stress drops of earthquakes with $M_0 < 2 \times 10^{16}$ N m decrease with decreasing seismic moment. The source parameters of the 1960 Melouza (now Beni-Ilmane) moderate earthquake are also estimated from these scaling relationships. Finally, we find low *b* and γ values in the Gutenberg–Richter and gamma function laws. The seismic sequence is discussed in the context of the active tectonics of the Beni-Ilmane fault system.

I. Abacha (✉) · O. Boulahia · A. Yelles-Chaouche · F. Semmane · H. Beldjoudi · H. Bendjama
Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique, CRAAG, BP 63, Bouzaréah, Algiers, Algeria
e-mail: abacha.issam@yahoo.fr

Keywords Beni-Ilmane · Statistical analysis · Source parameter · Scaling law · Tellian chain

1 Introduction

For a period of several months beginning May 14, 2010, a moderate seismic sequence with an M_D 5.2 mainshock (I_0 = VII; Yelles-Chaouche et al. 2013) affected the Beni-Ilmane region of north-central Algeria, exactly in the transition zone between the Bibans and Hodna mountains (Fig. 1a). This sequence was marked by the occurrence of three successive moderate shocks of $5.0 \leq M_D \leq 5.2$ on at least two faults, which produced a significant number of aftershocks concentrated in a window of 18 days. The first main fault is a subvertical left-lateral strike–slip fault trending NNE–SSW, in which two mainshocks occurred. The second fault, oriented E–W, is a high-angle reverse fault (Yelles-Chaouche et al. 2013). Surface fissures evident in the epicentral region and related to gravitational effects were observed and described in detail by Zazoun et al. (2012). It is notable that this sequence was the second destructive historic event in the region; the first was an *M* 5.6 event in 1960 (Benhallou 1985; Benouar 1994) (Fig. 1b). The moment magnitudes of the three largest events, obtained from near-field waveform modeling, are M_w 5.5, M_w 5.1, and M_w 5.2, respectively (Beldjoudi et al. 2016). Yelles-Chaouche et al. (2013) analyzed a dataset that included the most significant aftershocks in the sequence; 1403 events were located in their study, the main of which had focal mechanisms calculated from first-motion *P* wave

Published online: 29 October 2018

Author's personal copy

polarities (Fig. 1b). Beldjoudi et al. (2016), who presented a more detailed model of the fault system and its relationship to seismotectonics, obtained similar focal mechanism solutions to Yelles-Chaouche et al. (2013) using inversion of broadband velocity waveforms of the three main shocks. Nevertheless, Beldjoudi et al. (2016) attributed each of the three main events to its own fault. More recently, Hamdache et al. (2017) conducted a statistical analysis of this earthquake sequence and found *b* values in agreement with values observed worldwide for successive occurrence of mainshock–aftershock sequences. Abacha et al. (2014) resolved crustal *P* wave structure in the epicentral region using well-located aftershocks: the low-velocity anomalies in their model correspond to the alignments of the main faults in the region, and their high-velocity anomalies could correspond to rigid blocks of upper crust. Low-velocity anomalies observed in their *S* wave model of the aftershock area could indicate regions with high fluid content.

The source parameters of an earthquake, such as the source dimensions, seismic moment, and stress drop, can be determined by spectral analysis of its body and surface wave records. Based on theoretical models, such as the rectangular models of Haskell (1964) and Savage (1972), and the circular models of Brune (1970, 1971) and Madariaga (1976), it is possible to calculate the displacement from a fault model and compare theoretical spectra with experimental results. The use of both *P* and *S* wave spectra for the determination of seismic source parameters based on the model of Brune (1970) has been widely adopted; examples include Fletcher (1980) and García et al. (1996, 2004)) for small-sized local earthquakes and Hanks and Wyss (1972) for teleseismic events. In Algeria, a recent source parameter study was performed by Semmane et al. (2015) using *P* wave data from the M_w 4.1 Bordj-Menaïel earthquake.

In the current study, we estimate earthquake source parameters of the 18 largest events ($M_D \geq 4$) of the 2010 Beni-Ilmane seismic sequence, including the three $M_D \geq 5$ shocks, based on *P* and *S* wave displacement spectra and the circular seismic source model of Brune (1970, 1971) (Table 1). The earthquake sequence was characterized by two clusters corresponding to unique faults. In this paper, we apply a statistical test to the time intervals between successive earthquakes to better understand the physical correlations between seismic events from the same cluster. Scaling laws relating the seismic moment M_0 to other source parameters are developed for the Beni-Ilmane region. Finally, the results are used to estimate the source parameters of the 1960 M_s 5.0 Melouza earthquake (Benouar 1994), which occurred in the same area.

2 Data acquisition and processing

To determine the earthquake source parameters, we used 11 broadband stations from the Algerian permanent seismic network (Yelles-Chaouche et al. 2013b), located 25–450 km from the epicentral area. Stations ABZH, ADJF, CBBR, and EADB are equipped with three-component, ultra-broadband Streckeisen STS-2 sensors coupled to Q330 Quanterra digitizers. Stations ATAF, CABS, CKHR, EMHD, OJGS, and EMHD are equipped with three-component Geodevice BBVS-60s broadband seismometers coupled to Geodevice EDAS-24IP digitizers; station CSVB is equipped with a three-component ultra-broadband Geodevice BBVS-120 sensor coupled to a Geodevice EDAS-24IP digitizer (Fig. 1a). Since the stations installed in hard bedrock, the site effects will be minimized.

The source parameters of the three main shocks and 15 largest aftershocks of the 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence were estimated from their *P* and *S* wave displacement spectra using three-component data and the following processing steps. First, we selected seismic records with high signal-to-noise ratios (SNR > 3) for both *P* and *S* waves. Careful analyst examination identified an electronic problem on the E–W channel of the nearest station (ATAF); consequently, data from this channel were not used.

Signals were corrected by removing the mean and linear trend. A 10% cosine taper was then applied to each end of the signal, and signals were subsequently corrected to translate the instrument response to a common curve. The window lengths around the *P* and *S* wave arrivals were manually adjusted to minimize contamination from other phases and to maintain the resolution and stability of the spectra: selection windows ranged from 2 to 8 s, depending on the event magnitude and the epicentral distance of the station. Fourier amplitude spectra were calculated and smoothed using an FFT and a Konno–Omachi log scale window (Konno and Ohmachi 1998). The fit between observed and theoretical displacement spectra led to model the remaining frequencies.

Author's personal copy

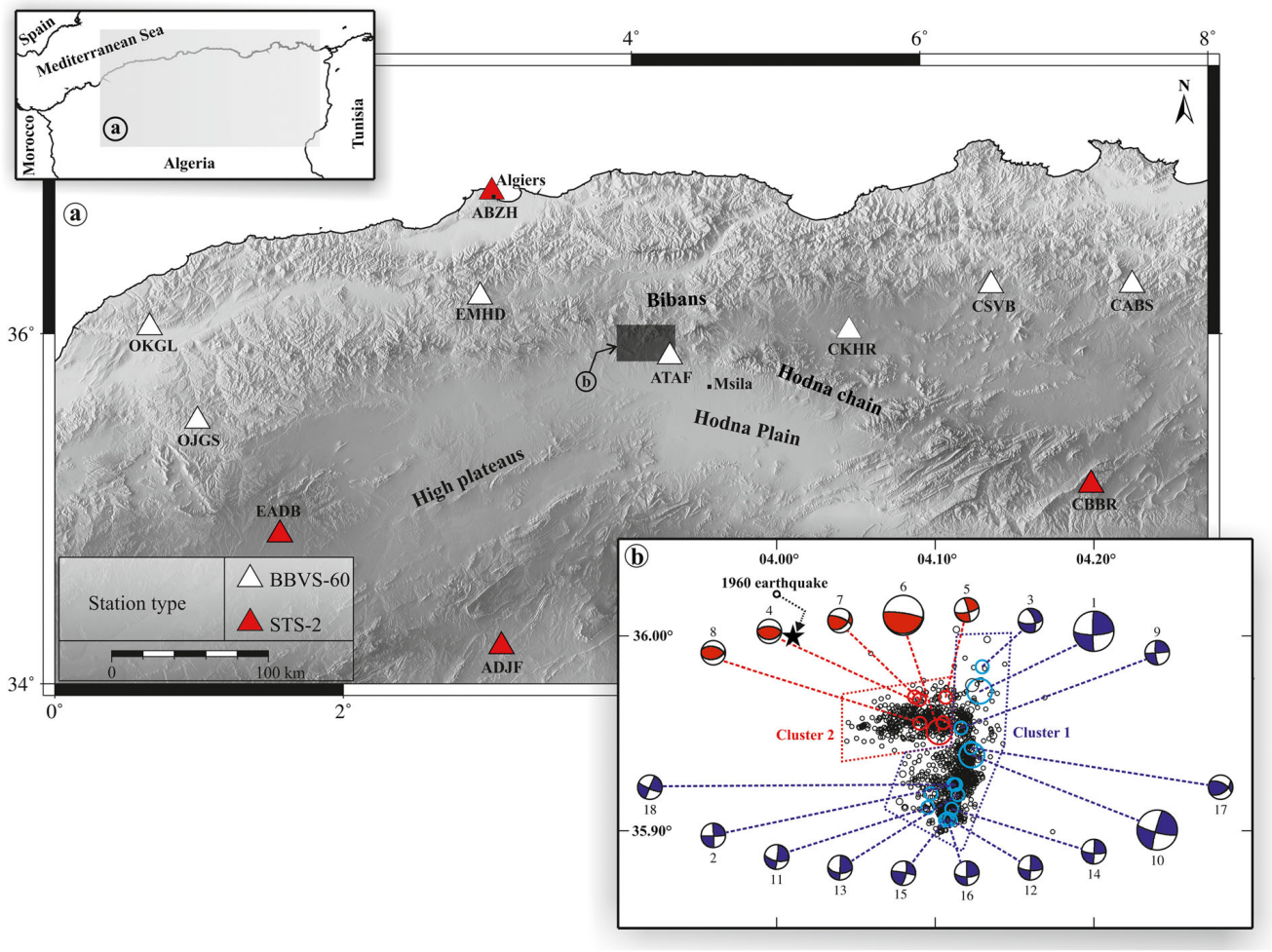


Fig. 1 **a** Map of the study area, including seismic stations used in this work and the main geological units of the region. **b** Horizontal distribution of 1403 relocated events from the first 2 weeks of the sequence, with focal mechanisms of the 18 $M_D \geq 4$ events used in this study. Symbol sizes are proportional to earthquake magnitudes, which were estimated using the formula of Semmane et al. (2012). Events with violet focal mechanisms belong to the first cluster and events with red mechanisms to the second cluster. The black star indicates the 1960 Beni-Ilmane earthquake. The dashed violet rectangle represents the boundary delimited by the first cluster, and the red rectangle represents that delimited by the second. The dark gray box in **a** delineates the geographic boundary of **b**

3 Statistical analysis

Before source parameters were estimated, we performed a statistical analysis to constrain the source process of this seismic sequence. Because earthquakes are not uniformly distributed in time, space, or magnitude, earthquake distributions obey a power law or fractal scaling, often described by the Gutenberg–Richter relationship between magnitude and frequency (Gutenberg and Richter 1944, 1954, 1956) and the modified Omori law that characterizes the decay of aftershock activity (Utsu et al. 1995). Corral (2004), from analysis of a number of seismic catalogs, found that the time intervals of aftershocks are best described by a Gamma distribution. Hainzl et al. (2006) showed that seismic event distributions within a cluster can usually be approximated by a Gamma function, whose parameters are related to the proportion of independent earthquakes

$$\Gamma(\tau) = C\tau^{\gamma-1}e^{-\tau/\beta} \quad (1)$$

where τ is the ratio between the time intervals of successive microseisms Δt ($\Delta t_i = t_i - t_{i-1}$) and the average time interval Δt_0, and C, γ, and β are constants.

The 2010 Beni-Ilmane seismic sequence was characterized by two event clusters (Yelles-Chaouche et al.

Author's personal copy

Table 1 Fault plane solutions for the 18 largest aftershocks ($M_D \geq 4$). Score and quality are two parameters that measure the similarity between polarities observed and predicted by the model (modified from Yelles-Chaouche et al. 2013)

Number	Date	Origin time	MD	Location		Depth (km)	Nodal plane A			Nodal plane B			Score (%)	Quality (%)
	(YY/MM/DD)	(HH:MM:SS)		Lon (°E)	Lat (°N)		Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)		
1	**10/May/14**	**12:29:20**	**5.2**	**4.13**	**35.97**	**8.2**	**180**	**86**	**15**	**89**	**75**	**173**	**100**	**69**
2	**10/May/14**	**15:13:13**	**4.7**	**4.11**	**35.92**	**6.0**	**88**	**85**	**−177**	**358**	**87**	**−5**	**100**	**63**
3	**10/May/14**	**23:43:22**	**4.4**	**4.13**	**35.98**	**6.9**	**89**	**66**	**−149**	**343**	**61**	**−27**	**100**	**64**
4	*10/May/15*	*00:00:40*	*4.0*	*4.09*	*35.97*	*9.1*	*273*	*58*	*93*	*88*	*32*	*86*	*100*	*73*
5	*10/May/16*	*03:51:29*	*4.8*	*4.11*	*35.97*	*8.3*	*345*	*82*	*− 19*	*78*	*72*	*− 172*	*100*	*71*
6	*10/May/16*	*06:52:39*	*5.0*	*4.10*	*35.95*	*7.4*	*279*	*82*	*94*	*72*	*9*	*64*	*100*	*66*
7	*10/May/16*	*09:46:01*	*4.0*	*4.09*	*35.97*	*8.5*	*292*	*71*	*127*	*45*	*41*	*30*	*100*	*77*
8	*10/May/19*	*23:59:50*	*4.1*	*4.09*	*35.95*	*7.7*	*283*	*49*	*108*	*76*	*44*	*70*	*100*	*71*
9	**10/May/21**	**12:16:18**	**4.0**	**4.12**	**35.95**	**7.5**	**85**	**89**	**168**	**176**	**78**	**1**	**100**	**68**
10	**10/May/23**	**13:28:15**	**5.0**	**4.12**	**35.94**	**5.7**	**195**	**85**	**10**	**104**	**80**	**175**	**100**	**67**
11	**10/May/23**	**23:39:54**	**4.1**	**4.09**	**35.91**	**4.7**	**7**	**85**	**−26**	**100**	**64**	**−174**	**100**	**69**
12	**10/May/24**	**21:00:38**	**4.9**	**4.11**	**35.91**	**6.7**	**3**	**88**	**−18**	**93**	**72**	**−178**	**100**	**69**
13	**10/May/24**	**23:48:25**	**4.1**	**4.11**	**35.92**	**6.2**	**3**	**89**	**−35**	**93**	**55**	**−179**	**100**	**75**
14	**10/May/25**	**13:05:09**	**4.5**	**4.11**	**35.91**	**5.3**	**3**	**87**	**−14**	**94**	**76**	**−177**	**100**	**69**
15	**10/May/26**	**17:49:44**	**4.2**	**4.11**	**35.90**	**6.4**	**12**	**73**	**5**	**280**	**85**	**163**	**100**	**67**
16	**10/May/26**	**20:47:39**	**4.3**	**4.11**	**35.91**	**6.4**	**179**	**89**	**25**	**89**	**64**	**179**	**90**	**68**
17	**10/May/30**	**04:48:30**	**4.2**	**4.12**	**35.94**	**5.5**	**55**	**51**	**40**	**297**	**60**	**133**	**100**	**72**
18	**10/May/31**	**16:05:03**	**4.6**	**4.11**	**35.92**	**6.7**	**23**	**89**	**−10**	**113**	**80**	**−179**	**100**	**69**

2013) related to two active faults with activity confined to relatively small geographic regions. To better understand the physical relationship between seismic events in each cluster, we performed a statistical test on the time intervals between successive earthquakes. In Fig. 2, clusters 1 and 2 show a low γ value ($\gamma = 0.46$, i.e., 46% of events are independent); we obtain $\gamma = 0.57$ when both clusters are considered together.

Bernard et al. (2007) suggested two classes of seismic event sequences that can be distinguished by their γ values. If $\gamma < 0.5$, events are correlated and triggering is due to the interaction between events. This class of sequence typically includes a high concentration of aftershocks in time and space. If $\gamma > 0.5$, the events are more independent and triggering is more likely related to forcing mechanisms, such as creep or fluid pressure.

We used the *ZMAP* software package (Wiemer 2001) to calculate the b values of the Gutenberg–Richter law using least-squares and maximum likelihood methods. We obtained b values of $b = 0.85 \pm 0.03$ for cluster 1, $b = 1.03 \pm 0.05$ for cluster 2, and $b = 0.96 \pm 0.03$ when both clusters were considered together (Fig. 3). Hamdache et al. (2017) obtained $b = 0.96 \pm 0.03$ for their first cluster (which mainly corresponds to cluster 2 of this paper), $b = 1.04 \pm 0.05$ for their second cluster (which mainly corresponds to cluster 1 in this paper), and $b = 0.96 \pm 0.03$ for the entire sequence. The differences between the results of these two studies are related to how the clusters are defined: we considered the first mainshock with a strike–slip solution to be part of a cluster of events dominated by strike–slip motion, whereas Hamdache et al. (2017) considered this event a member of a cluster dominated by reverse faulting. Typical b values of tectonic earthquake sequences are $0.78 \leq b \leq 0.9$ (Gutenberg and Richter 1949, 1954). This suggests that the region is relatively homogeneous, and the effective normal stress is sufficiently high to trigger moderate to strong earthquakes.

From these two statistical laws, we note that this seismic sequence is likely related to the active tectonics of the Beni-Ilmane fault system and was triggered by interactions among seismic events.

Author's personal copy

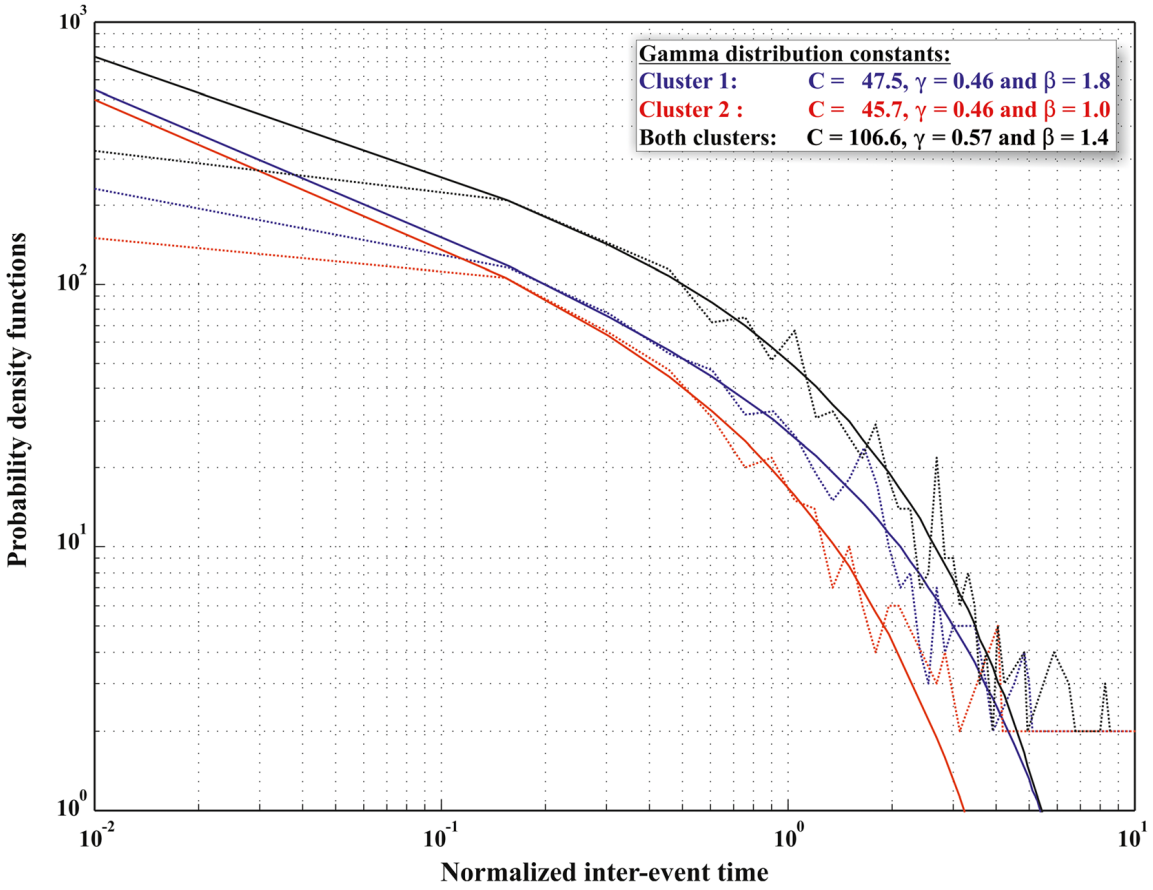


Fig. 2 Probability density functions of normalized inter-event times for cluster 1 (dashed violet line), cluster 2 (dashed red line), and both clusters (dashed black line). The best-fit gamma distributions are indicated by the corresponding solid lines of each color

4 Source parameter estimation

4.1 Methodology

The methodology used to determine source parameters from *P* and *S* wave spectra is commonly used and has been described in several previous works, including detailed discussions by Hanks and Wyss (1972), Fletcher (1980), and García et al. (1996, 2004)). We estimate earthquake source parameters based on a circular seismic source model (Brune 1970, 1971). The displacement amplitude spectra of a *P* or *S* wave at frequency *f* can be described by the relationship

$$A_d(f) = \frac{G(\Delta, h)D(f)M_0\mathrm{FR}_{(\theta,\phi)}}{4\pi\rho V^3\left(1+\frac{f^2}{f_c^2}\right)} \quad (2)$$

where Δ is the epicentral distance, h is the hypocentral depth, $G(\Delta,h)$ is the geometrical spreading term (in this case, $G = 1/\Delta$), f is the frequency, f_c is the corner frequency, ρ is density, V is the phase velocity (*P* or *S*) at the source, M_0 is seismic moment, and $\mathrm{FR}_{(\theta,\phi)}$ is a factor to correct for the free surface effect and radiation pattern, respectively. The diminution function $D(f)$ in Eq. (2) is representative of the attenuation path and can be written as

$$D(f) = P(f)e^{\frac{-\pi ft}{Q}} \quad (3)$$

The anelastic attenuation term $e^{\frac{-\pi ft}{Q}}$ and the term that describes the attenuation of seismic waves near the site $P(f)$, which is equal to $e^{-\pi kf}$, are both frequency-dependent (Singh et al. 1982). According to Anderson and Hough (1984), the factor k is used to parameterize the slope of the high-frequency band; in this study, a k value of ~ 0.02 s has been considered as the most used average value (Singh et al. 1982; García et al. 2004). The parameter t in Eq. (3) represents the elapsed time from the earthquake origin time to the beginning of the spectral window; when the latter coincides with the arrival times, $t = 1.33\Delta t_{sp}$ for *P* waves and $t = \Delta t_{sp} + 1.33\Delta t_{sp}$ for *S* waves, assuming $V_P/V_S = 1.75$ (Yelles-

Author's personal copy

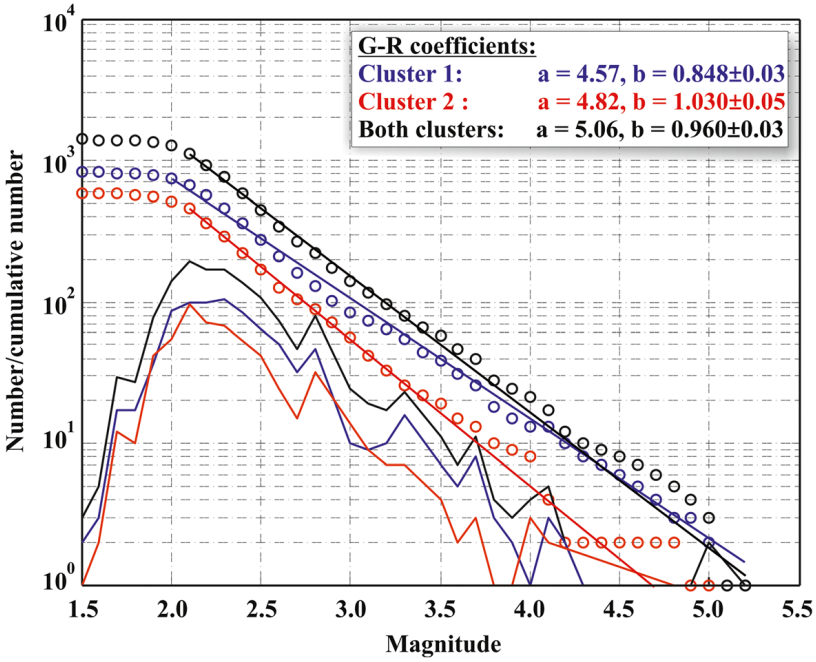


Fig. 3 Frequency–magnitude distributions of cluster 1 (violet), cluster 2 (red), and both clusters combined (black). Circles denote the cumulative number of events as a function of magnitude. Curves correspond to number of events vs. magnitude. Straight lines give the best-fit linear relationships

Chaouche et al. 2013); the term Δt_{sp} is shorthand for the difference between the arrival times of the S and P waves. In Eq. (3), Q is the quality factor, which potentially depends on frequency, $Q = q_0 f^{q_\alpha}$, where q_0 is a spectral amplitude correction (here, $q_0 = 500$ for P waves and 250 for S waves); typically, $q_\alpha \cong 0.7$ (Beldjoudi et al. 2016).

The following equations were used to calculate the seismic moment M_0, the source radius r, the stress drop $\Delta\sigma$, and the average displacement U, respectively:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho V^3 \Delta\Omega_0}{\mathrm{FR}_{(\theta,\phi)}} \tag{4}$$

$$r = \frac{2.34}{2\pi}\frac{V}{f_c} \tag{5}$$

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16}\frac{M_0}{r^3} \tag{6}$$

$$U = \frac{M_0}{\mu\pi r^2} \tag{7}$$

where ρ is density (here, 2700 kg/m^3); V is the phase velocity near the source (here, $V_P = 5.2$ km/s and $V_S = 3$ km/s, adapted from the velocity model of Yelles-Chaouche et al. 2013); Δ is the hypocentral distance; Ω_0 is the low-frequency level; μ is shear modulus (here, assumed to be 3×10^{10} N/m^2); f_c is the corner frequency; and $R_{(\Theta,\Phi)}$ is the radiation pattern coefficient. In the present study, $R_{(\Theta,\Phi)} = 0.52$ for P and 0.63 for S (Boore and Boatwright 1984). The factor F was included in Eq. (4) to account for wave amplification at the free surface. An average value of 1.0 was estimated for the F coefficient (Aki and Richards 1980) based on the incidence angles observed. However, small changes in F do not significantly alter the calculated values of the seismic moment and energy. The moment magnitude can be calculated from the above equations using the formula of Hanks and Kanamori (1977),

$$M_w = (2/3)\log M_0 - 6.0 \tag{8}$$

where M_0 is in Newton meters.

4.2 Results

To determine the source parameters of the 18 largest events of the 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence, a MATLAB program was developed to automatically estimate spectral parameters: the low-frequency displacement spectral level Ω_0 and corner frequency f_c are based on fitting the displacement spectrum in Eq. (2) to the observed spectrum. We obtain the best value of f_c based L1 norm inversion. Displacement spectra (e.g., Fig. 4)

Author's personal copy

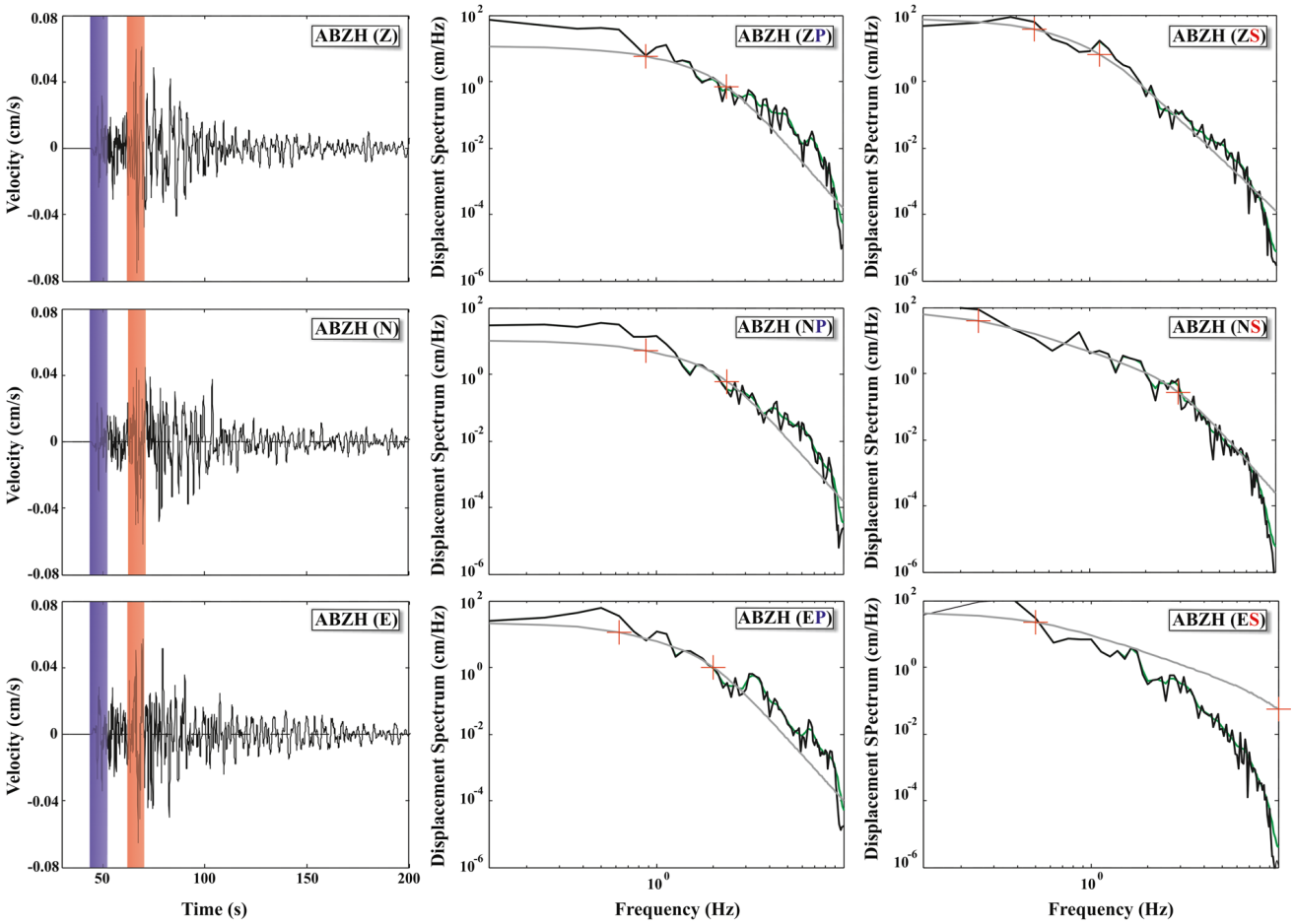


Fig. 4 Sample displacement spectra of an event recorded at station ABZH. Left panel: instrumentally corrected three-component velocity seismograms from the 14 May 2010 mainshock (M_D 5.2). Violet- and red-shaded areas indicate the time windows used for *P* and *S* wave trains, respectively. Middle and right panels: Displacement spectra of the seismograms shown (*P* waves, middle panel; *S* waves, right panel). Gray lines are fitted spectra. Red crosses represent low-frequency plateaus Ω_0 with corner frequencies f_c and with f_{max}

were corrected for attenuation and smoothed by applying a Konno–Omachi log scale window and finally fitted by theoretical spectra. It is important to note that some components show a poor fit between theoretical and experimental spectra (for example subplot down on the right in Fig. 4); for this reason, these components were excluded.

The low-frequency displacement spectral level of the total spectrum is equal to the square root of the sum of the squared values of each component at flat levels. The value of the corner frequency was averaged over the three components of each station. Calculations of source parameters were made using *P* and *S* wave data from 774 spectra for the 18 events, separately as well as combined. The average values of each parameter *x* (M_0 (*P*, *S*) and f_c (*P*, *S*)) are estimated using the following formulae (Archuleta et al. 1982):

$$\langle x\rangle = \text{antilog}\left\{\frac{1}{\text{NS}}\sum_{i=1}^{\text{NS}}\log x_i\right\} \tag{9}$$

$$\text{s.d.}(\log\langle x\rangle) = \left\{\frac{1}{\text{NS}-1}\sum_{i=1}^{\text{NS}}[\log x_i - \log\langle x\rangle]^2\right\}^{1/2} \tag{10}$$

$$\text{E}\langle x\rangle = \text{antilog}\{\text{s.d.}(\log\langle x\rangle)\} \tag{11}$$

where x denotes the average value of 聂, NS is the number of the stations used, *s.d.* is the standard deviation, and E⟨x⟩ is the multiplicative error factor for 聂.

The source radius at each station using Brune's model was given by the Eq. (5), and the average source radius r was computed:

Author's personal copy

Table 2 Average values (from *P* and *S* waves) of f_c, M_0, r, and $\Delta\sigma$ with multiplicative error factors EM_0 and Ef_c, and the mean values of M_w and U. f_c is the corner frequency in Hertz; M_0 is the average seismic moment in Newton meter; r is the average source radius in meters; $\Delta\sigma$ is the average stress drop in megapascals; U is the average displacement in meters. Events with bold values belong to the first cluster; events with italicized values belong to the second cluster

Number	$<f_c>$	Ef_c	$<M_0>$	EM_0	$<M_w>$	$<r>$	$<\Delta\sigma>$	$<U>$
1	**0.8**	**1.18**	**1.6e+17**	**1.25**	**5.4**	**2266**	**5.8**	**0.32**
2	**1.5**	**1.23**	**4.6e+16**	**3.65**	**5.0**	**1220**	**11.0**	**0.33**
3	**1.4**	**1.14**	**7.0e+15**	**2.31**	**4.5**	**1207**	**1.7**	**0.05**
4	*2.2*	*1.22*	*1.2e+15*	*1.87*	*4.0*	*735*	*1.3*	*0.02*
5	*1.3*	*1.16*	*1.0e+16*	*1.72*	*4.6*	*1380*	*1.7*	*0.06*
6	*0.9*	*1.21*	*1.1e+17*	*1.69*	*5.3*	*1879*	*7.0*	*0.32*
7	*1.8*	*1.25*	*1.5e+15*	*1.86*	*4.1*	*1070*	*0.5*	*0.01*
8	*1.7*	*1.25*	*5.5e+14*	*1.93*	*3.8*	*980*	*0.2*	*0.01*
9	*2.4*	*1.36*	*9.5e+14*	*1.78*	*3.9*	*797*	*0.8*	*0.02*
10	**1.0**	**1.17**	**7.1e+16**	**1.42**	**5.2**	**1737**	**5.9**	**0.25**
11	**1.6**	**1.25**	**4.4e+15**	**3.09**	**4.4**	**1129**	**1.3**	**0.04**
12	**1.3**	**1.20**	**9.1e+15**	**1.51**	**4.6**	**1517**	**1.1**	**0.04**
13	**2.2**	**1.36**	**9.8e+14**	**1.40**	**3.9**	**1068**	**0.3**	**0.01**
14	**1.5**	**1.22**	**1.0e+16**	**1.97**	**4.6**	**1258**	**2.2**	**0.07**
15	**1.5**	**1.23**	**1.5e+16**	**2.03**	**4.7**	**1230**	**3.5**	**0.10**
16	**1.5**	**1.22**	**6.4e+15**	**2.05**	**4.5**	**1272**	**1.4**	**0.04**
17	**1.8**	**1.44**	**2.8e+15**	**2.07**	**4.2**	**1200**	**0.7**	**0.02**
18	**1.6**	**1.24**	**5.6e+15**	**1.49**	**4.4**	**1202**	**1.4**	**0.04**

$$r = \frac{1}{NS}\sum_{i=1}^{NS} r_i \tag{12}$$

where r_i is the radius determined from the corner frequency at the *i*th station. The mean stress drop $\Delta\sigma$was calculated using the mean moment and mean radius in equation 6.

Table 2 presents the average values (obtained from *P* and *S* data) of f_c, M_0, r, and $\Delta\sigma$ and with multiplicative error factors EM_0 and Ef_c, in addition to calculated mean values of M_w and U. Given the linear relation linked f_c to r the estimated error factor will be the same. Seismic moment values M_0 range from 5.5×10^{14} to 1.6×10^{17} N m, source radii range from 735 to 2266 m, stress drops range from 0.2 to 11 MPa, corner frequencies (f_c) from 0.8 to 2.4 Hz, and moment magnitudes (M_w) from 3.6 to 5.4. The seismic moments and moment magnitudes of the three largest shocks are comparable to the results of Beldjoudi et al. (2016) and the estimates produced by various seismological centers: ETHZ (Swiss Federal Institute of Technology, Zurich, Switzerland), GCMT (Global Centroid Moment Tensor, USA), INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Italy), and IGN (Instituto Geográfico Nacional, Spain).

In Fig. 5a, we show the values of corner frequencies obtained from *S* wave windows vs. the values obtained from *P* wave windows. *P* wave corner frequencies higher than the *S* wave corner frequencies are frequently observed (e.g., Molnar et al. 1973; Fletcher 1980; Tusa and Gresta 2008; Ataeva et al. 2014); therefore, circular source models such as that proposed by Brune (1970) are more suitable for this study than rectangular models such as those of Haskell (1964) and Savage (1972), which expect approximately equal corner frequencies for *P* and *S* waves, making them ill-suited to descriptions of moderate and small earthquakes (Modiano 1980). Consistent with the claim of Hanks and Wyss (1972) that $f_c(P)$ should be shifted relative to $f_c(S)$ by a factor of V_P/V_S, our results yield an average ratio of $f_c(P)/f_c(S) = 1.70$.

To check our evaluation of the low-frequency level Ω_0 and the corner frequency f_c, we show $M_0(S)$ vs. $M_0(P)$, $r(S)$ vs. $r(P)$, and $\Delta\sigma(S)$ vs. $\Delta\sigma(P)$ in Fig. 5b–d. The low-frequency asymptote is directly related to seismic moment by Eq. (4), and the corner frequency is

Author's personal copy

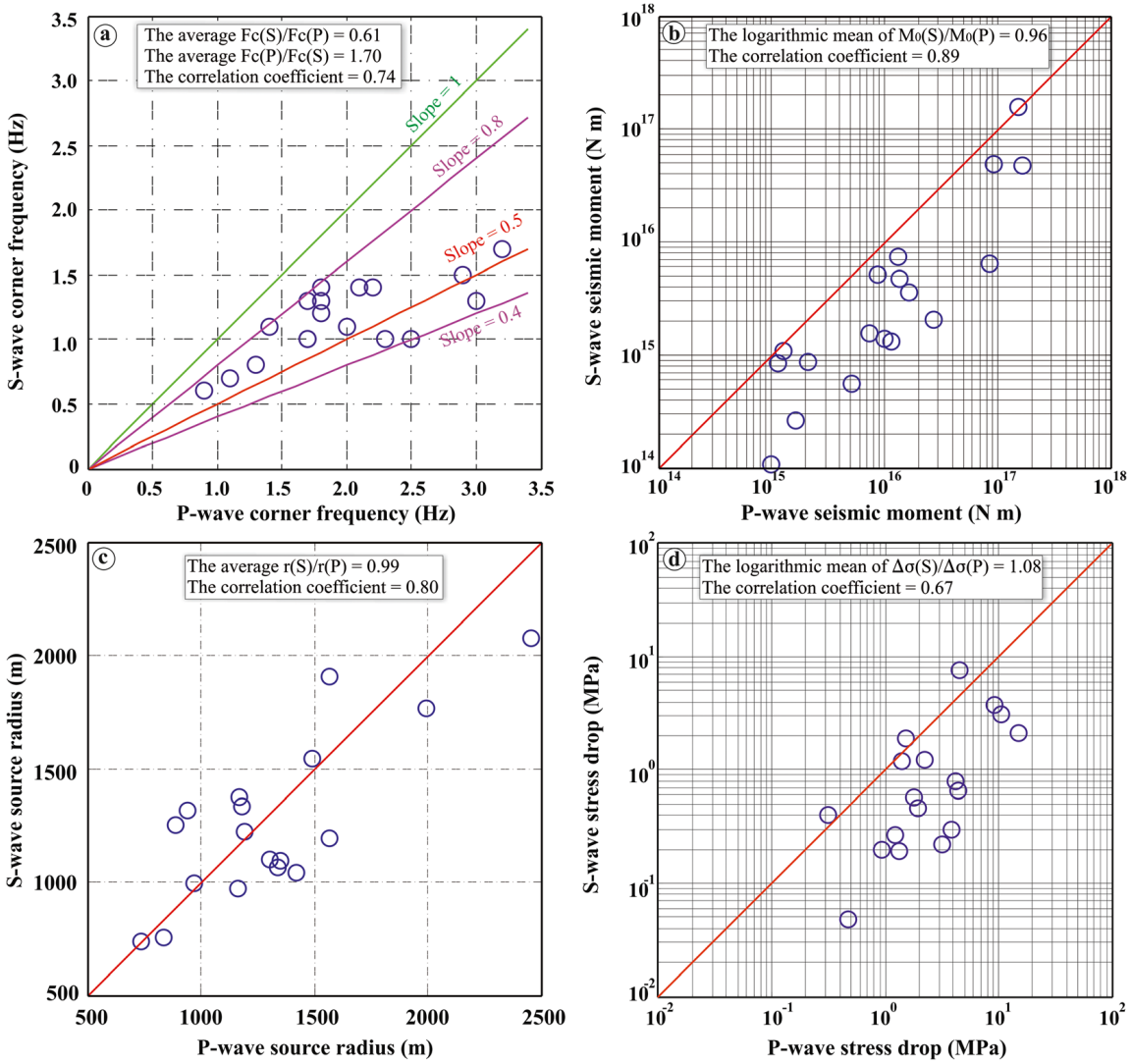


Fig. 5 Comparisons between source parameters f_c, M_0, r, and $\Delta\sigma$ obtained from P and S waves. **a** S wave corner frequencies $f_c(S)$ vs. P wave corner frequencies $f_c(P)$ with constant slopes indicated by straight lines. **b** Correlation between S wave and P wave seismic moments. The red straight line represents $M_0(P) = M_0(S)$. **c** Correlation between S and P wave source radii, r. The straight line represents $r(P) = r(S)$. **d** S wave stress drop vs. P wave stress drop. The straight line represents $\Delta\sigma(P) = \Delta\sigma(S)$

inversely related to the source radius by Eq. (5). The logarithmic mean of $M_0(S)/M_0(P)$ is 0.96, and the correlation coefficient between the two is 0.89, which suggests that the radiation pattern correction was adequate and the technique for evaluating the low-frequency level on the seismic spectrum was correctly applied. The average source radius ratio $r(S)/r(P) = 0.99$ and the two variables yield a correlation coefficient of 0.80, indicating consistent evaluation of the corner frequency and empirical validation of the relation indicated by Hanks and Wyss (1972). The results of this checkup have also allowed us to merge the estimations from P and S waves. Indeed, the logarithmic mean ratio between stress drops computed from S and P waves is 1.08 and the two quantities yield a correlation coefficient of 0.67, showing acceptable agreement between the $\Delta\sigma(P)$ and $\Delta\sigma(S)$ estimates.

5 Scaling laws

Scaling laws define the relationships between different pairs of earthquake source parameters. Empirical formulae are typically used to relate seismic moments to duration magnitudes, source radii, and stress drops. The relation between average log M_0 from P and S waves and M_D is plotted in Fig. 6a. The best-fit line to the data in a least-squares sense is

Author's personal copy

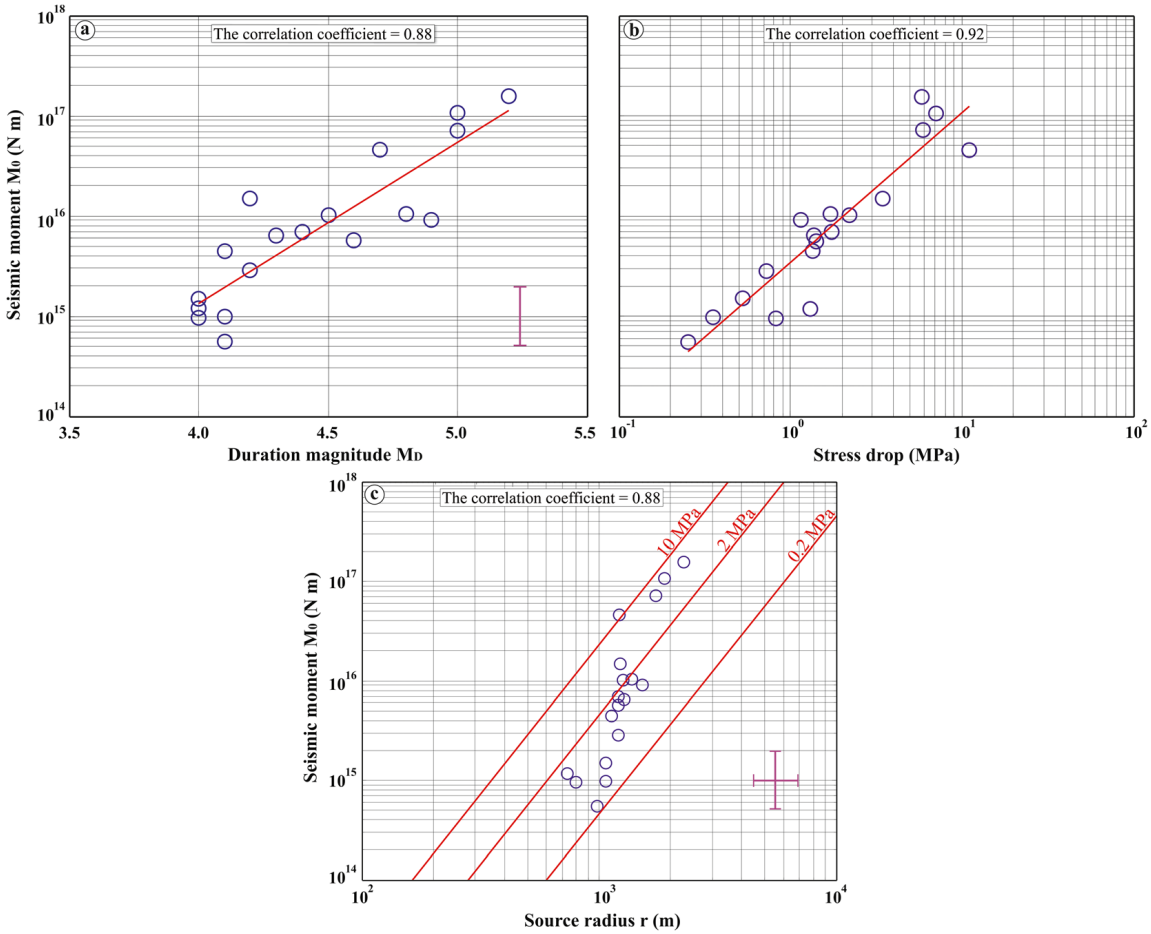


Fig. 6 Relationships between seismic moment M_0 and **a** duration magnitude M_D, **b** stress drop $\Delta\sigma$, and **c** source radius r, calculated from P and S waves. The straight lines in **a** and **b** are the least-squares best-fit lines to the data with average error bar for M_0. Lines of constant stress drop are shown as straight red lines and the averaged error bars are represented in **c**

$\log M_0(P, S) = (1.60 \pm 0.11)M_D + (8.71 \pm 0.04)$with a correlation coefficient of 0.88 between M_0 and M_D. The relation between log M_0 and stress drop $\Delta\sigma$ is shown in Fig. 6b. Applying a linear least-square fit to the data gives the relationship

$\log M_0(P, S) = (1.50 \pm 0.12)\log\Delta\sigma + (15.53 \pm 0.05)$while the correlation coefficient of 0.92 between M_0 and $\Delta\sigma$ indicates that the data points show a high degree of linear correlation. However, a trend of decreasing stress drop with decreasing seismic moment is clearly observed; the three main shocks ($M_w > 5$) are exceptions, with roughly constant stress drop values of ~ 6 MPa.

In Fig. 6c, log M_0 is plotted as a function of log r, the source radius, and lines of constant stress drop are shown. These lines, each of which has a slope of 3.0, are determined from Eq. (6); hence, it follows that $M_0 \propto r^3$. The observed trend is an increase in fault radius with increasing seismic moment. The relation obtained for M_0 as a function of r is

$\log M_0(P, S) = (5.35 \pm 0.35)\log r - (0.69 \pm 0.04)$

The correlation coefficient of 0.88 indicates a good correlation between these events. The average value of EM_0 was 1.95; the average value of Ef_c was 1.24. These average values are shown as error bars. The average error associated to stress drop should be within our measurements which does not go beyond 1.95.

The general slope of the regression line in Fig. 6c is $m = 5.3$, i.e., greater than the expected value of 3.0. Detailed examination suggests $m \cong 3$ for events with seismic moments greater than $\sim 2 \times 10^{16}$ N m ($M_w > 5$), with much greater slope for earthquakes with seismic moment less than $\sim 2 \times 10^{16}$ N m. Many previous authors have found similar results (e.g., Archuleta et al. 1982; Centamore et al. 1997). Thus, events with seismic moments greater than $\sim 2 \times 10^{16}$ N m have stress drops that are generally constant, around 6 MPa, while earthquakes with $M_0 < \sim 2 \times 10^{16}$ N m have stress drops that decrease with decreasing moment.

Author's personal copy

In the context of Aki (1967), a breakdown in self-similarity is seen in events with $M_0 > 2 \times 10^{16}$ N m; at lower seismic moments, the stress drop increases with increasing seismic moment. This breakdown could be explained at low magnitudes by a number of factors, including site effects (e.g., Hanks 1982), attenuation (e.g., Fletcher et al. 1986), or source effects (e.g., Aki 1984).

We applied these scaling laws to determine the source parameters of the 21 February 1960 Melouza (now Beni-Ilmane) earthquake (Benouar 1994). This event is of particular interest because its epicenter was close to the 2010 Beni-Ilmane event, and its macroseismic epicenter is close to Beni-Ilmane. The 1960 event had a CRAAG catalog magnitude of M_D 5.6 and an estimated M_s 5.0 (Benouar 1994). The maximum intensity was VIII (MSK); the earthquake resulted in 47 deaths, 129 injuries, and about 600 destroyed houses, which left 4900 homeless. Benouar (1994) did not attempt to determine the causative fault. Given $M_D = 5.6$, we obtained a seismic moment $M_0 = 5 \times 10^{17}$ N m, a moment magnitude $M_w = 5.8$, a source radius $r = 2.7$ km, and a stress drop $\Delta\sigma = 10.5$ MPa. The value seems too high given the resulted intensity VIII; we suspect an overestimate of the magnitude M_D. To verify this hypothesis, using the magnitude $M_s = 5$ (Benouar 1994), we applied a relationship for the conversion of M_s to log (M_0) which is suitable for the European area provided by (Ambraseys and Free 1997); we got a value of the moment $M_0 = 1.25 \times 10^{17}$ N m which gives by applying our law of scale a values of $M_D = 5.2$ and $\Delta\sigma = 5.8$ MPa.

From the results and scaling relations obtained by this study, we can check whether stress transfer occurred between the 1960 and 2010 events. The use of source parameters and scaling laws to calculate empirical GMPEs is of foremost importance because the assessment of earthquake hazard to engineered structures requires ground motion relations that accurately characterize peak ground motions and response spectra as functions of earthquake magnitude and distance. These topics will be the subject of future work.

6 Conclusions

We examined 774 spectra from both *P* and *S* waves of the 18 largest events ($M_D \geq 4$) of the 2010 Beni-Ilmane seismic sequence, recorded by 11 three-component broadband seismic stations. Estimated average corner frequencies range from 0.8 to 2.5 Hz with $f_c(P) > f_c(S)$, similar to the results reported by many other authors. Seismic moments M_0 range from 5.5×10^{14} to 1.6×10^{17} N m, source radii r from 735 to 2266 m, and stress drops $\Delta\sigma$ from 0.2 to 11 MPa. The average value of log $M_0(S)$/log $M_0(P) = 0.96$, the average $r(S)/r(P) = 0.99$, and the average log $\Delta\sigma(S)$/log $\Delta\sigma(P) = 1.08$. These results suggest that the technique for evaluating the low-frequency levels and corner frequencies of seismic spectra was correctly applied, and they empirically validate the relationships presented by Hanks and Wyss (1972).

Our empirical scaling relations show strong linear correlations and indicate that events with moments $M_0 > 2 \times 10^{16}$ N m have stress drops that are generally constant, while smaller earthquakes have stress drops that decrease with decreasing M_0. The source parameters of the 1960 Melouza (now Beni-Ilmane) earthquake, deduced from these scaling relationships, suggest a seismic moment $M_0 = 5 \times 10^{17}$ N m (M_w 5.8), a source radius $r = 2.7$ km, and a stress drop $\Delta\sigma = 10.5$ MPa. From these results, we can check whether stress transfer occurred between the 1960 and 2010 events. These results could also be used for estimates of strong ground motion.

Finally, the Gutenberg–Richter relationship showed a low b value ($b \leq 1$) and the gamma function also showed a low γ value ($\gamma \leq 0.5$). From these two statistical laws, we conclude that these earthquakes are from a typical tectonic sequence triggered by the interactions between several seismic events. Also, these results suggest that the region is relatively homogeneous, with high values of effective normal stress, suitable for triggering moderate to strong earthquakes.

This study is of importance because the empirical relationships between seismic moment and other earthquake source parameters could improve our understanding of other seismic sequences in northeastern Algeria. For example, the 2012–2013 Bejaia seismic sequence and the 2017 seismic sequence along the North Constantine Fault remain to be studied using these techniques.

Acknowledgments The authors thank Professor Hamdache Mohamed (CRAAG) for his help with statistical analysis. We thank anonymous reviewers for their constructive comments and suggestions. Finally, the authors wish to thank the Editor of Journal of Seismology and Associate Editor Angela Saraò for their help in improving the content of the manuscript.

Pure Appl. Geophys.
© 2021 The Author(s), under exclusive licence to Springer Nature Switzerland AG
https://doi.org/10.1007/s00024-021-02711-4

Pure and Applied Geophysics

Recent Seismic Activity in the Bejaia–Babors Region (Northeastern Algeria): The Case of the 2012–2013 Bejaia Earthquake Sequences

Oualid Boulahia,[1] Issam Abacha,[1] AbdelKarim Yelles-Chaouche,[1] Hichem Bendjama,[1] Abdelaziz Kherroubi,[1] Yahia Mohammedi,[1] Chafik Aidi,[1] and Adel Chami[1]

Abstract—From November 2012 to May 2013, the coastal region of Bejaia (northeastern Algeria), experienced three distinct seismic sequences in about 6 months. The first one was on 28 November 2012 started with a mainshock of magnitude $M_w = 5.1$, and the second one occurred on 22 February 2013, a few kilometers southeast from the first one and culminated with a magnitude $M_w = 4.3$ earthquake. The last sequence comprised two shocks of moderate magnitude: a M_w 5.2 event on 19 May 2013, followed by a M_w 5.0 event on 26 May. Earthquakes were relocated using the double-difference method with differential times derived from phase-picked data and waveform cross-correlation delays. We compiled a dataset of 252 accurately relocated events that are associated with focal mechanism solutions consistent with a near-vertical, right-lateral strike-slip fault striking NW–SE. The data analysis is coherent with a new fault extending over 35 km from the Gulf of Bejaia to the northeast of Kherrata. This newly discovered active fault, we name it the Babors Transverse Fault, appears to be segmented in four segments (S1–S4) evidenced by separate earthquake clusters. Static Coulomb stress changes and the spatiotemporal evolution of seismicity suggest static stress triggering, with the rupture first activated in the S1 segment in the northwest, migrating to S2, and terminating in S3 and S4 in the southeast. Stress tensor inversion from focal mechanisms implies that the dominant local stress field is a pure strike-slip regime, with N–S maximum horizontal compression in good agreement with the velocity field displaying reorientation compared to the oblique convergence of Africa–Eurasia. In this study, the newly identified Babors Transverse and Tizi N'Berber–Darguinah faults, in association with the NNW–SSE offshore active fault of the Greater Kabylian block (in the north) and the NNW–SSE right-lateral strike-slip Lâalam fault (in the south), form an en echelon fault system that acts as a transfer zone between offshore thrust faulting and the Ghardimaou–North Constantine strike-slip fault.

Keywords: Seismic sequences, Bejaia–Babors Fault, waveform inversion, spatiotemporal analysis, Coulomb stress changes, stress field.

1. Introduction

The Bejaia–Babors region is a coastal mountain region in northeastern Algeria, located 200 km east of Algiers. The mountains of the Babors belong to the external zones of the Tellian chain overhanging the bay of Bejaia. The Babors chain outlines the region between the two Paleozoic Kabylian blocks of the Internal Domain (Greater and Lesser Kabylian blocks) (Durand-Delga 1969) (Fig. 1a, b).

The convergence of the African and Eurasian plates in the Ibero-Maghrebian domain results in a continuous occurrence of earthquakes of low to moderate magnitude (Udias & Buforn 1994) with a few strong ($6 \leq M_w \leq 6.9$) to major earthquakes ($7 \leq M_w \leq 7.9$): e.g., in the Southern Alboran Sea in 2016 (M_w 6.4) (Buforn et al. 2017), Hoceima (Morocco) in 1994 (M_w 6.0) and 2004 (M_w 6.4) (Akoglu et al. 2006; Cakir et al. 2006; Kariche et al. 2017; Tahayt et al. 2009), Asnam (Algeria) in 1980 (M_w 7.3) and Boumerdes 2003 (M_w 6.8) (Ayadi et al. 2008; Meghraoui et al. 2004; Ouyed et al. 1981; Philip & Meghraoui 1983; Yelles-Chaouche et al. 2004), and in the eastern part of the Ibero-Morocco region in 1960 (M_b 6.1), 1964 (M_w 6.5), and 1969 (M_w 7.8) (Buforn et al. 2020).

In northeastern Algeria, many small to moderate earthquakes occurred in the last 10 years. We registered: the 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence which ruptured two distinct and adjacent NNE–SSW

Supplementary Information The online version contains supplementary material available at https://doi.org/10.1007/s00024-021-02711-4.

[1] CRAAG, Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique, Route de L'Observatoire B.P. 63 Bouzaréah, 16340 Algiers, Algeria. E-mail: oualid.boulahia@craag.edu.dz; o.boulahia@craag.dz; i.abacha@craag.dz; a.yelles@craag.dz; h.bendjama@craag.dz; aziz.kherroubi@gmail.com; yahyouhe@yahoo.fr; c.aidi@craag.dz; a.chami@craag.dz

Published online: 06 April 2021

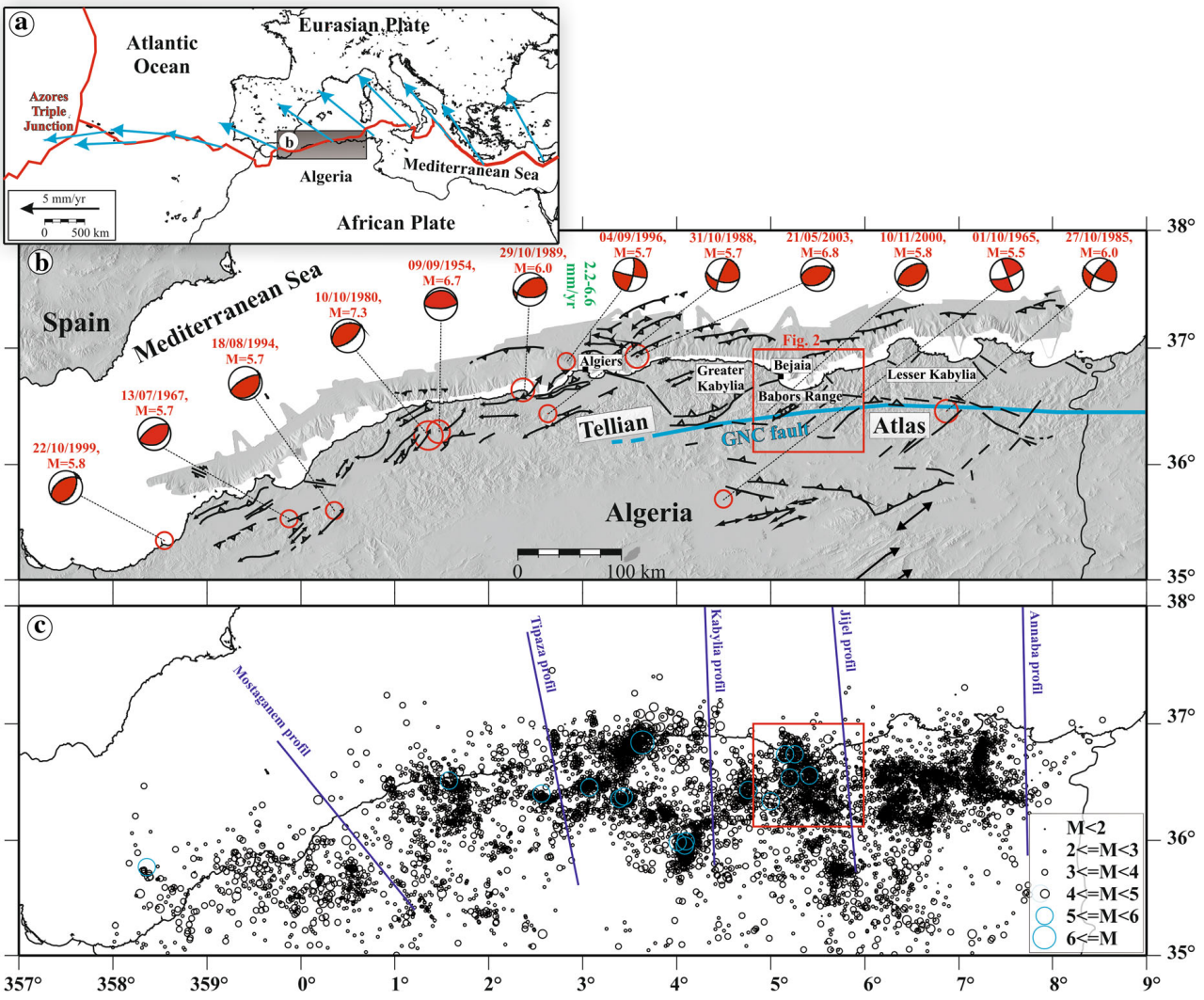
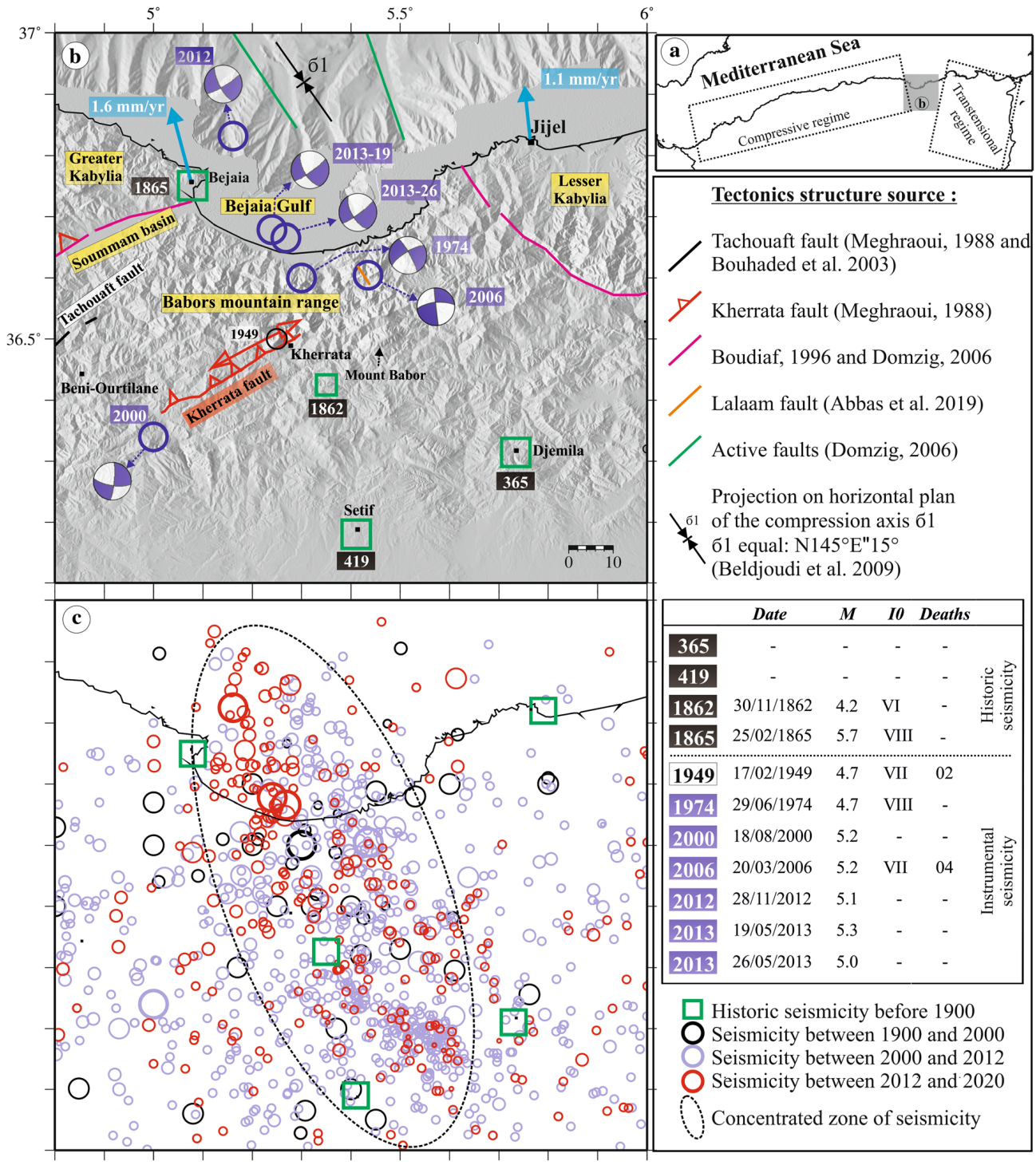


Figure 1

a Tectonic outline of the Mediterranean region. The grey surface frames the northern Algeria part. Predicted velocities along the Eurasia–Africa Plate boundary (blue arrows from Nocquet et al. 2006). **b** Seismotectonic map of northern Algeria, displaying the main active faults delineated in the Tellian Atlas (inspired by Domzig 2006; Kherroubi et al. 2009; Meghraoui 1988; Vila 1980; Yelles-Chaouche et al. 2009b) as well as the focal mechanisms of earthquakes of $M \geq 5.5$ (Harvard: https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html). The blue solid line shows the major active Ghardimaou–North Constantine (GNC) fault compelled by geodetic data (Bougrine et al. 2019). **c** Northern Algeria seismicity between 1900 and 2020 (CRAAG catalog). Five purple lines indicate the location of the SPIRAL wide-angle profiles

left-lateral strike-slip fault segments and an E–W reverse fault segment (Abacha et al. 2014; Yelles-Chaouche et al. 2013a); the 2015 Ain Azel earthquake which broke two E–W V-shaped right-lateral strike-slip fault segments (Abacha & Yelles-Chaouche 2019; Chami et al. 2019), the 2017 earthquake sequence along the main Mcid-Aïcha Debbagh Fault (Bendjama et al. 2021), and the 2019 Jijel earthquake which ruptured an ~ EW thrust fault segment offshore of the Jijel region (Yelles-Chaouche et al. 2021).

From regional seismicity analysis in northern Algeria (Fig. 1b, c), we notice that the Bejaia–Babors region belongs to a transition zone (gray square in Fig. 2a), between a wide fold-and-thrust belt (~ 100-km-wide region) in western and central parts of northern Algeria characterized by the highest-magnitude earthquakes, and a zone of relatively



	Date	M	I0	Deaths	
365	-	-	-	-	Historic seismicity
419	-	-	-	-	
1862	30/11/1862	4.2	VI	-	
1865	25/02/1865	5.7	VIII	-	
1949	17/02/1949	4.7	VII	02	Instrumental seismicity
1974	29/06/1974	4.7	VIII	-	
2000	18/08/2000	5.2	-	-	
2006	20/03/2006	5.2	VII	04	
2012	28/11/2012	5.1	-	-	
2013	19/05/2013	5.3	-	-	
2013	26/05/2013	5.0	-	-	

Figure 2

a The dashed rectangles delineate domains characterized by relatively uniform tectonic regimes (from Serpelloni et al. 2007). **b** Seismotectonic map of the Babors zone and Setif region. The focal solution of the 1974 earthquake is obtained from Hatzfeld (1978). **c** Seismic events were detected in the region from 1900 to 2020, and the largest historical earthquakes (CRAAG catalog)

distributed deformation in the eastern part marked by low to moderate magnitude mainly related to strike-slip faulting (Abacha 2015; Abacha & Yelles-Chaouche 2019; Bougrine et al. 2019; Buforn et al. 2004; Harbi et al. 2003; Meghraoui & Pondrelli 2012; Serpelloni et al. 2007; Soumaya et al. 2018).

The Bejaia–Babors region is delimited between two major structures: the offshore thrust fault system in the north marking the Europe–Africa plate boundary (Bird 2003) and the Ghardimaou–North Constantine Fault (GNC) in the south (Fig. 1b). In the context of convergent margins, accommodation of the oblique plate motion develops new strike-slip faults or activates inland crustal weakness (Cooke et al. 2020). Slip partitioning arising from oblique subduction is typically attributed to margin-parallel strike-slip crustal faults (Stanton-Yonge et al. 2016 and reference therein). However, the Algerian margin transverse faults referred to as faults striking 30° to 60° away from the trend of the margin (Stanton-Yonge et al. 2016) remain poorly known due to the lack of additional marine surveys to the previous MARADJA program (Yelles-Chaouche and Maradja Team 2006). Therefore, from a seismology point of view, the study of 2012–2013 sequences allowed us to investigate such structure striking $\sim$ 50° from the margin and to understand its kinematics.

The Bejaia–Babors region is a seismic zone where little information was known until recently due to insufficient coverage of seismic stations and because of a lack of seismic and geological investigations. The main information related to this area comes from historical catalogs. For a long time, several authors have suggested that the Kherrata reverse fault is primarily responsible for the seismic activity of the region (Beldjoudi et al. 2009; Bouhadad et al. 2003; Meghraoui 1988; Harbi et al. 1999; Rothé 1950; Yelles-Chaouche et al. 2006), while all recent focal mechanisms show strike-slip faulting.

The recent installation of the Algerian Digital Seismic Network (ADSN; Yelles-Chaouche et al. 2013b) makes it possible to progressively discover the focus of many epicentral areas, such as the bay of Bejaia and the Lâalam area in the Babors region where a moderate event occurred in 2006 (Abbes et al. 2019; Beldjoudi et al. 2009). This earthquake damage the center of Lâalam city with four deaths, 68 injured, and more than 40 housing units destroyed. Field investigations revealed that these casualties were caused by an earthquake-induced landslide (Guemache et al. 2010). The decade 2010–2020 had been a more fruitful period to investigate the seismic activity of the Bejaia–Babors region due to the occurrence of several moderate events (mainly the sequences of 2012–2013). Yet, valuable small events had given a coherent understanding of the complex seismotectonic zone.

The primary objective of this study, which focuses mainly on the seismic sequences of 2012–2013, is first to analyze the spatiotemporal distribution of hypocenters located with high precision, then to identify the connection between the fault system and its kinematics. The analysis provides insights into the rupture process along the newly identified major transverse fault (the Babors Transverse Fault) on a well-resolved scale for the first time through the conjugate action of static stress and fluid-driven process. The results are integrated into a new regional kinematical frame, taking into account the previous studies. The stress change and fault segment interactions are presented to be incorporated in realistic seismic hazard assessment and risk mitigation, near one of the major cities of Northern Algeria.

2. *Seismotectonic Setting*

The Bejaia–Babors region situated close to the African and Eurasian plate boundary is among the active seismic zones in the Western Mediterranean (Udias & Buforn 1994). Along this border, the deformation is attributed to the anticlockwise rotation of Africa–Eurasia (Serpelloni et al. 2007). The line from the Azores triple junction in the west (Atlantic Ocean) to the Maghrebides belt in the east (Fig. 1a) crosses different tectonic regimes: respectively extensive, strike-slip, and finally compressive tectonic regimes.

The Algerian margin formed through the back-arc opening of the Algerian Basin in the Mediterranean Sea results from the rollback of the Tethys slab (Spakman & Wortel 2004). Compressional seismic activity recorded both inland and at sea indicates that this margin might be transitioning from a passive to

an active stage through an inversion process (Domzig 2006; Yelles-Chaouche et al. 2009b; Hamai et al. 2015, 2018; Strzerzynski et al. 2010). Recently, Soumaya et al. (2018) showed that the present-day active contraction of the northern Algerian boundary is accommodated by E–W strike-slip faulting with a reverse component along the Eastern Tellian Atlas Mountains and by predominantly NE–SW-trending thrust faults with a strike-slip component in the Western Tellian Atlas.

In Algeria, the seismicity is concentrated in the Tellian region, a part of the Maghrebides belt (Fig. 1c). The zone is dominated by a transpressive regime (Meghraoui & Pondrelli 2012), with a compression direction oscillating between N–S and NW–SE (Soumaya et al. 2018). The structures accommodating this deformation are mainly oriented NE–SW (Fig. 1b) perpendicular to the direction of shortening (the El Asnam fault, Meghraoui 1988; the Boumerdes fault, Yelles-Chaouche et al. 2004). Serpelloni et al. (2007) showed that the Tellian Atlas accommodates 2.7 to 3.9 mm/year from the current Africa-Eurasia convergence. The hypothesis of a deformation band along the margin, which accommodates a substantial percentage of the Africa–Eurasia convergence [4.4 mm/year in western Algeria to 1.5 mm/year in eastern Algeria (Bougrine et al. 2019)], agrees with the seismicity distribution (Fig. 1c) and also with the marine geophysical surveys: MARADJA 1, MARADJA2/SAMRA (MARge Active "el DJAzaïr") (Yelles-Chaouche and Maradja Team 2006) launched in 2003 and SPIRAL (Sismique Profonde de la Region Algerienne) in 2009 (Yelles-Chaouche and the Spiral Team 2010, Fig. 1c).

In the study area, the 2012–2013 earthquakes occurred in the Gulf of Bejaia and the Babors mountain range, between the Greater Kabylia and Lesser Kabylia crustal blocks (Durand-Delga 1969). The former is part of the dislocated Alboran, Kabylia, Peloritan, and Calabria (AlKaPeCa) zones of the European margin (Bouillin 1986). The rate of local shortening is $\sim$ 1.6 mm/year, as measured in Bejaia city (Fig. 2b; Bougrine et al. 2019). The Babors mountain range trends generally E–W and extends for more than 100 km between Lesser Kabylia and the Soummam basin (Fig. 2b). It is characterized by folded Jurassic limestone belts that trend E–W to WNW–ESW and by high mountains with peaks up to 2004 m (at Mount Babor) (Fig. 2b). The depressions between the limestone massifs are filled by Lower Cretaceous marls. However, the present-day topography and dominant structures are the results of a late orogenic stage (Dalloni report in Rothé 1950). Among the structural sets inherited in these basement rocks is a NW–SE major orthogonal tectonic accident at K'Frida (Gabert 1984); according to Leikine (1971), the direction of the sliding movement of K'Frida is right lateral. Likewise, Guiraud (1977) made the same observations in the neighboring High Plains.

The Babors mountain range shows relatively high seismic activity in comparison to other parts of Algeria (Abacha 2015; Abacha & Yelles-Chaouche 2019). The seismicity of the region is characterized by events mostly of small magnitude and of moderate magnitude. (Fig. 2c). Several active faults have been recognized in the region (Bouhadad et al. 2003; Harbi et al. 1999; Meghraoui 1988; Vila 1980). In the central part of the Babors mountain range, the active Kherrata Fault was the source of the Ms 4.7 Kherrata earthquake on 17 February 1949 (Meghraoui 1988; Rothé 1950). The Kherrata fault-related fold trends 70°, plunges to the north, and is either $>$ 10 km long (Rothé 1950) or 40 km long (Meghraoui 1988). The 1949 earthquake produced a reverse movement that resulted in a 50-m-long surface rupture and a vertical displacement of 30 cm (Rothé 1950). Earthquakes in the Bejaia–Babors region are generally of moderate magnitude, although destructive events have occurred in the past. For example, a strong earthquake in AD 419 (Fig. 2b) is reported to have destroyed the Byzantine city of Sitifis (Guidoboni 1994; Harbi et al. 2003; Yelles-Chaouche et al. 2009a).

In the last decade, the Beni-Ourtilane earthquake of 10 November 2000 ($M_s = 5.7$) was the first well-studied event. It allowed identifying the NE–SW reverse Tachouaft fault located at the western end of the Babors mountain range (Abacha & Yelles-Chaouche 2019; Bouhadad et al. 2003; Meghraoui 1988). The second event studied in the Babors region was the Lâlaam earthquake on 20 March 2006 (M_w 5.2). It was firstly attributed to a N–S sinistral strike-slip segment (Beldjoudi et al. 2009). The recently revised study attributes this event to a NNW–SSE-

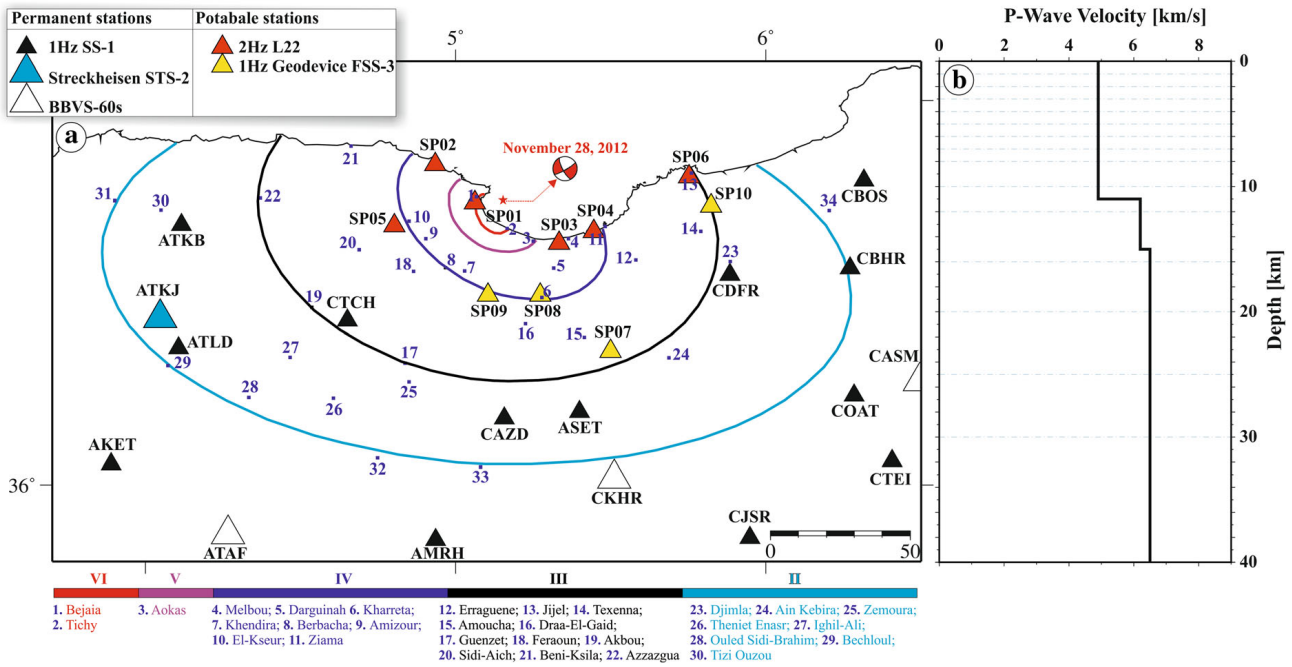


Figure 3
a Macro-seismic map of the 2012 first mainshock (modified from a CRAAG internal report) with the locations of stations in the seismic network and **b** the 1D velocity model (Beldjoudi et al. 2009) used in this study

striking fault (Lâlaam fault in Fig. 2b) (Abbes et al. 2019). Offshore investigations (e.g., Domzig 2006; Kherroubi et al. 2009; Yelles-Chaouche et al. 2009b) made during the Maradja 2 survey reveal offshore NW–SE to NNW–SSE-striking lineaments at the eastern side of the Greater Kabylian block that might correspond to active faults (Domzig 2006).

According to a survey of seismic activity in northern Algeria, the ADSN reveals a great number of small events in the Babors region. A quick look at the cloud of these events displays a major NW–SE trend (Fig. 2c) that cuts the Babors mountain range (Abacha 2015).

3. *Data Acquisition and Velocity Model*

The Bejaia earthquake sequences were recorded by permanent stations of the ADSN and a temporary (portable) network of 10 three-component seismic stations, deployed inland around the Gulf of Bejaia a few days after the first mainshock of 28 November 2012 (Fig. 3a). The temporary seismic network was designed with a spacing of 10 to 40 km between stations. It contains two station types: six GEOSTARS digitizers coupled to L22 ($f_0 = 2$ Hz) sensors and four GeoDevice EDAS-24IP digitizers coupled to GeoDevice FSS-3 ($f_0 = 1$ Hz) sensors. The permanent network consists of GeoDevice EDAS-24IP and Q330 digitizers coupled to GeoDevice BBVS-60s and Streckeisen STS-2 broadband sensors, as well as Q330 digitizers coupled to SS-1 ($f_0 = 1$ Hz) short-period sensors.

To minimize the uncertainties in event location, we tested four regional velocity models that have been used in previous studies of nearby earthquakes: the 2003 Boumerdes earthquake (Bounif et al. 2004), the 2006 Lâalam earthquake (Beldjoudi et al. 2009), the 2007 Mila earthquake (Semmane et al. 2012), and the 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence (Yelles-Chaouche et al. 2013a). We also constructed a velocity model from two seismic profiles acquired during the SPIRAL (Sismique Profonde et Investigations Régionale du Nord de l'Algérie) project (Yelles-Chaouche 2010), namely the Kabylie profile (Aidi et al. 2018) located 100 km west of the Bejaia

epicentral area, and the Jijel profile (Mihoubi et al. 2014) located 50 km east of Bejaia (Fig. 1c). Both seismic profiles were used as a priori models for the 1D inversion algorithm VELEST (Kissling et al. 1994). The velocity model was built using the SPIRAL data, and it provided larger errors than the other models, probably due to the fact that the two transects were nonsuitable with the studied area. As regards the five models, the Lâalam model (Beldjoudi et al. 2009) provides the smallest residuals. This model consists of three layers, with P-wave velocities between 4.9–6.5 km/s and depths of 0–15 km (Fig. 3b) and a V_p/V_s ratio equal to 1.75.

Between 28 November 2012 and 31 May 2013, a total of 345 events were identified, which were recorded by a minimum of four seismic stations. These events were located using the HYPOINVERSE software (Klein, 2002).

Following this first step, events with a root mean square (RMS) travel time residual of less than 0.30 s, location uncertainties in the horizontal (ERH) and vertical (ERZ) directions less than 2 km, and an azimuthal gap less than 180° are considered best-located events and are included in the final dataset. Of the 345 preliminary events, 328 (95%) meet these criteria. Three events of M_d (duration magnitude) ≥ 3 do not meet these conditions but have an RMS ≤ 0.35 s. As these events were registered before the installation of the temporary network and are considered important, we retain them as the final dataset.

4. Methodology Analysis

This paper presents mainly the seismological study of the seismic sequences that took place in Bejaia–Babors (Northeastern Algeria). It focuses on the case of a series of four earthquakes and their aftershocks occurring between 2012 and 2013, supported by some small events occurring in the Babors region between 2014 and 2020. We applied a standard seismological procedure which includes hypocentral localization associated with a spatiotemporal evolution of seismicity; fault plane solution; stress field; changes in static Coulomb stress, etc. The different methodologies for data analysis are presented below.

4.1. Location, Relocation, and Focal Mechanism Techniques

Firstly, an absolute location of 345 events was performed using HYPOINVERSE software (Klein, 2002). Then, we perform a high-precision relocation of the seismic dataset by implementing a two-step process: (1) identification of multiplets using cross-correlation and (2) relocation of the identified families using the double-difference algorithm HypoDD (Waldhauser & Ellsworth 2000). These techniques have been widely employed to relocate earthquakes at local and regional scales (e.g., Hauksson & Shearer 2005; Waldhauser & Schaff 2008). In the first step, for all possible event pairs, we perform cross-correlations of the P-wave phase in the spectral domain from the vertical component of common seismological stations. The waveform windows are 256 samples long; they begin 100 samples before the P-wave pick, and are bandpass-filtered over 3–20 Hz. This procedure is used only for multiplet classification and not for the relocation process. Using relatively strict criteria, multiplet families are extracted by considering only the waveform pairs for which coherence is ≥ 0.7 for at least four stations (four P phases). In the second step, we relocate the dataset with higher accuracy; we computed time delays between all possible earthquake pairs in each event family. We retain all estimated delays for P-wave pairs if the maximum value of the correlation function is ≥ 0.7, then we exploit the ability of HypoDD to associate differential times derived from picked phases (P & S) and waveform cross-correlation delays.

Finally, focal mechanisms were calculated for events with at least 10 clear *P*-wave polarities using the SPHERA program (Rivera & Cisternas 1990). The code SPHERA provides two parameters, score and quality, which measure the misfit defined as the difference between polarities observed and predicted by the model. We employed as well the waveform modeling technique developed by Yagi and Nichimura (2011) to independently estimate the focal mechanism and other source parameters for the four

mainshocks. Nine broadband stations (27 components) were used to estimate the moment tensor solution. The observed raw data were corrected for seismometer responses and converted to ground velocity motion. We used 100–180 s of waveform data for each studied mainshock. The data were filtered in the relatively low frequencies (0.02–0.07 Hz) to mitigate the effect of the heterogeneity of the local velocity structure and to produce the best fit between observed and synthetic waveforms. Then, data were down-sampled with a 1-Hz rate. The Green's functions have been calculated using the discrete wavenumber method developed by Kohketsu (1985) for the velocity model based on the Lalaâm model (Beldjoudi et al. 2009) and used in the inversion of the observed three-component broadband waveforms (100–180 s). The moment tensor solutions have a quality factor assigned by the number of stations used during the inversion, and the goodness of fit between synthetic and observed data.

4.2. *Spatiotemporal Evolution, Stress Tensor, and Coulomb Stress Change Triggering*

To assess the behavior of the seismicity, we analyze the number of events as a function of time and the properties of earthquake clusters (Scholz 2002; Utsu 2002), such as foreshock–mainshock–aftershock sequences and earthquake swarm type. Aftershock activity decays with time according to a power law, empirically described by the modified Omori formula (Eq. 1):

$$N(t) = K/(t+c)^{p}, \tag{1}$$

where $N(t)$ is the number of aftershocks per unit time, t is the time since the mainshock, and k, c, and p are constants (e.g., Utsu et al. 1995).

The estimated p and c values are considered to be the most important parameters in characterizing a mainshock–aftershock sequence (Utsu 1961, 1969). The value of p is thought to be related to regional geology and tectonics (e.g., Kisslinger & Jones 1991; Utsu and Ogata 1995; Wiemer & Katsumata 1999).

To evaluate the consistency of the stress tensor with the kinematics of the seismogenic source and use the parameters of the stress tensor to estimate Coulomb stress changes, we perform formal stress inversions for focal mechanisms of the 2012–2013 Bejaia sequence key events ($M_d \geq 3.0$) and a cluster of 11 events ($M_d \geq 3.0$) recorded between 2017 and 2020 (80 fault planes), following the technique of the TENSOR program (Delvaux & Sperner 2003) and using the Win-Tensor program (Delvaux 2012). The final stress tensor characterizes the tectonic stress regime in terms of the index R': $R' = 0$–1 for extensional stress, 1–2 for strike-slip, and 2–3 for compression (Delvaux et al. 1997).

An important feature of seismogenesis is that earthquakes do not occur independently but interact with each other through their stress field (Scholz 2002). In cases of earthquake sequence, where several segments are involved in the rupture process, the spatial migration of seismicity is most probably enhanced by stress transfer. To identify this pattern, we explore the interaction between the activated segments. We assess the static stress changes caused by the 2012–2013 Bejaia earthquake sequences using the program Coulomb 3.4 (Stein et al. 1992; Toda et al. 1998). Using this method, we compute the stress change on a specified strike-slip fault, caused by a slip on a nearby source fault, within a homogenous elastic half-space. We assume a shear modulus of 32 GPa, Young's modulus of 80 GPa, and a Poisson's ratio of 0.25 which are typical values in the studied seismogenic layer (4–12 km) (Kariche et al. 2017; Khelif et al. 2018; Lin et al. 2011).

5. *Results*

5.1. *Mainshock and Waveform Modeling*

On 28 November 2012 at 23:15 (UTC), the first sequence among the four was started by an M_d 5.1 offshore earthquake located 7 km NE of Bejaia city. This event was felt in the city and caused minor damage, mainly superficial cracks in old buildings. The isoseismal map (Fig. 3a) shows a general NW–SE trend, with a maximum intensity of VI (European Macroseismic Scale 1998) at the epicenter (CRAAG internal report). Waveform inversion resolves a seismic moment $M_0 = 5.3 \times 10^{16}$ Nm and a moment magnitude $M_w = 5.1$ (Table 1).

Table 1

Computed locations, released moments, magnitudes, and focal mechanism solutions for the four mainshocks and those provided by different seismological observatories

Date	Oragnization	Origin Time	Magnitude	Localization		Depth	Nodal plan A			Nodal plan B			M_0	Solution
				Lat (°)N	lon (°)E	(Km)	strike (°)	dip (°)	rake (°)	strike (°)	dip (°)	rake (°)	(N.m)	
28/11/2012	CRAAG (this study) p-waves polarities	23 : 15 : 26.21	$M_d = 5.1$	36.82	5.16	11.37	152.0	73.0	-170.0	60.0	81.0	-18.0	-	
	CRAAG (this study) MT inversion	23 : 15 : 26.21	$M_w = 5.1$	36.82	5.16	11.37	134.8	62.5	164.3	232.5	75.6	-151.5	$5.30 * 10^{16}$	
	GFZ	23 : 15 : 30.59	$M_w = 5.0$	36.70	5.07	10.0	157.0	37.0	170.0	255.0	84.0	53.0	$3.60 * 10^{16}$	
	Harvard CMT	23 : 15 : 29.30	$M_w = 5.0$	36.71	5.10	12.0	152.0	73.0	-170.0	60.0	81.0	-18.0	$3.49 * 10^{16}$	
	CSEM	23 : 15 : 29.00	$M_b = 4.9$	36.84	5.19	10.0	-	-	-	-	-	-	-	-
	IGN	23 : 15 : 28.00	$M_b = 5.2$	36.80	5.24	10.0	-	-	-	-	-	-	-	-
22/02/2013	CRAAG (this study) p-waves polarities	12 : 30 : 47.44	$M_d = 4.3$	36.72	5.21	9.82	143.7	83.2	177.7	234.0	87.7	06.8	-	
	CRAAG (this study) MT inversion	12 : 30 : 47.44	$M_w = 4.3$	36.72	5.21	9.82	125.3	73.3	-163.1	30.3	73.8	-17.4	$0.32 * 10^{16}$	
	GFZ	12 : 30 : 48.20	$m_b = 4.3$	36.77	5.32	10.0	-	-	-	-	-	-	-	-
	Harvard CMT	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	CSEM	12 : 30 : 48.00	$M_b = 4.5$	36.79	5.36	10.0	-	-	-	-	-	-	-	-
	IGN	12 : 30 : 49.00	$M_b = 4.8$	36.75	5.30	14.0	-	-	-	-	-	-	-	-
19/05/2013	CRAAG (this study) p-waves polarities	09 : 07 : 26.31	$M_d = 5.3$	36.69	5.26	10.20	149.0	63.0	-170.0	54.0	82.0	-27.0	-	
	CRAAG (this study) MT inversion	09 : 07 : 26.31	$M_w = 5.2$	36.69	5.26	10.20	135.5	67.6	-176.7	44.3	87.0	-22.4	$7.50 * 10^{16}$	
	GFZ	09 : 07 : 29.80	$M_w = 5.1$	36.80	5.23	12.0	146.0	89.0	178.0	236.0	88.0	1.0	$4.70 * 10^{16}$	
	Harvard CMT	09 : 07 : 29.20	$M_w = 5.2$	36.59	5.19	15.1	149.0	63.0	-170.0	54.0	82.0	-27.0	$7.42 * 10^{16}$	
	CSEM	09 : 07 : 27.00	$M_b = 5.1$	36.76	5.18	2.0	-	-	-	-	-	-	-	-
	IGN	09 : 07 : 26.00	$M = 5.5$	36.67	5.31	12.0	-	-	-	-	-	-	-	-
26/05/2013	CRAAG (this study) p-waves polarities	16 : 00 : 55.12	$M_d = 5.0$	36.68	5.25	9.51	137.2	73.4	-168.3	43.8	78.8	-16.9	-	
	CRAAG (this study) MT inversion	16 : 00 : 55.12	$M_w = 5.0$	36.68	5.25	9.51	95.2	64.9	140.7	204.4	55	31.2	$3.80 * 10^{16}$	
	GFZ	16 : 00 : 55.40	$m_b = 5.0$	36.73	5.28	8.0	-	-	-	-	-	-	-	-
	Harvard CMT	16 : 00 : 56.80	$M_w = 4.9$	36.66	5.17	20.1	101.0	38.0	144.0	221.0	69.0	58.0	$3.03 * 10^{16}$	
	CSEM	16 : 00 : 56.00	$M_b = 5.0$	36.71	5.19	12.0	-	-	-	-	-	-	-	-
	IGN	16 : 00 : 55.00	$M = 5.0$	36.73	5.30	-	-	-	-	-	-	-	-	-

The second earthquake ($M_d = 4.3$) occurred on 22 February 2013 at 12:30 (UTC) in Bejaia Bay, 10 km SE of the first mainshock. Waveform modeling gives a seismic moment $M_0 = 0.32 \times 10^{16}$ Nm and a moment magnitude $M_w = 4.3$.

Three months later, in May 2013, two earthquake sequences with mainshocks of duration magnitude $M_d = 5.3$ and $M_d = 5.0$ occurred near the village of Aokas (Bejaia coastline). These earthquakes were located to the southeast of the initial two events, along the same trend. The first was recorded on 19 May at 09:07 (UTC) and the second on 26 May at 16:00. Waveform modeling indicates the first event had a seismic moment $M_0 = 7.50 \times 10^{16}$ Nm and moment magnitude $M_w = 5.2$, and the second had $M_0 = 3.80 \times 10^{16}$ Nm and $M_w = 5.0$ (Table 1).

All solutions correspond to strike-slip motion, in agreement with that determined by international seismological agencies (Table 1).

5.2. *Aftershock Distribution and Spatiotemporal Evolution*

In total, seismic activity associated with the 2012–2013 Bejaia sequences lasted for 184 days. Over this time, 328 events previously filtered (several with magnitude $M_d \geq 3$) map onto a 35-km-long elongated cluster, trending NW–SE (Fig. 4a), all concentrated at depths of 4–12 km (Fig. 4b).

Seismicity over this period can be separated into four clusters, which are distinct in time and space. The earliest cluster (C1) occurred from 23:15 (UTC) on 28 November 2012 to 19:17 on 01 February 2013. The second cluster (C2) began at 03:15 on 12 February and ended at 06:16 on 08 May. Clusters C3 and C4 span from 09:07 on 19 May to 21:16 on 21 May, and from 16:00 on 26 May to 17:40 on 31 May, respectively.

Cluster C1 includes 46 events (colored green in Fig. 4a). This cluster can be considered as an ordinary mainshock–aftershock sequence, which began with the M_w 5.1 event of 28 November 2012 and lasted 60 days. Following the mainshock, the cumulative number of events increased slightly and then stabilized (Fig. 4c), while event magnitudes decreased with time as expected (Scholz 2002) (Fig. 4d). Any rapid increase in the number of events is unlikely to have been recorded, given the absence of nearby stations (the closest stations were two permanent stations, CTCH and CBOS, located 75 km from the mainshock 1).

Cluster C2 comprises 51 events (colored yellow in Fig. 4a) that define a foreshock–mainshock–aftershock sequence. The M_w 4.3 mainshock occurred on 22 February 2013 and was preceded by three foreshocks on 12, 16, and 20 February 2013, of magnitudes $M_d = 2.1$, 3.3, and 3.5, respectively. The aftershocks occur in a small area (~ 2 km^2) and show no clear geographical trend. During this crisis, the cumulative number of events increased rapidly even though the magnitudes are smaller than the first cluster, reflecting the improved coverage of the deployed mobile stations (Fig. 4c). The event magnitudes generally decreased in the days following the mainshock (Scholz 2002) (Fig. 4d).

Clusters C3 and C4 represent two successive mainshock–aftershock sequences and between them account for 70% of the event dataset. Cluster C3 (colored red in Fig. 4a) includes 58 events, while cluster C4 (colored blue in Fig. 4a) comprises 173 events. The two sequences have mainshocks of magnitudes $M_w = 5.2$ and $M_w = 5.0$, respectively. Although clusters C3 and C4 are distinct in time, they have similar spatial distributions (Fig. 4a, b). However, the relatively short time between mainshocks means that some aftershocks of C3 are likely to have occurred during the time of the C4 cluster. In Fig. 4b, events in each cluster show a V-shaped configuration. The left sub-cluster is more concentrated and contains the two mainshocks, whereas the right sub-cluster is more sparse and consists mainly of events belonging to cluster C4. Sharp increases in the cumulative number of events are seen following the mainshocks associated with each of these clusters (Fig. 4c), particularly for C4. However, C3 and C4 show a barely discernable decrease in event magnitude over time compared with clusters C1 and C2, but a zoom on the last two peaks' activity identifies the supposed decline in the kind of aftershock–mainshock sequences (Scholz 2002).

Next, in our temporal analysis, the maximum likelihood method was applied to estimate the value of p of the modified Omori law in Eq. (1). To fit the decay of seismic activity after the first peak (C1), an exponent $p = 0.85$ is necessary (Fig. 5a), for the second peak (C2), an exponent $p = 1.11$ is required

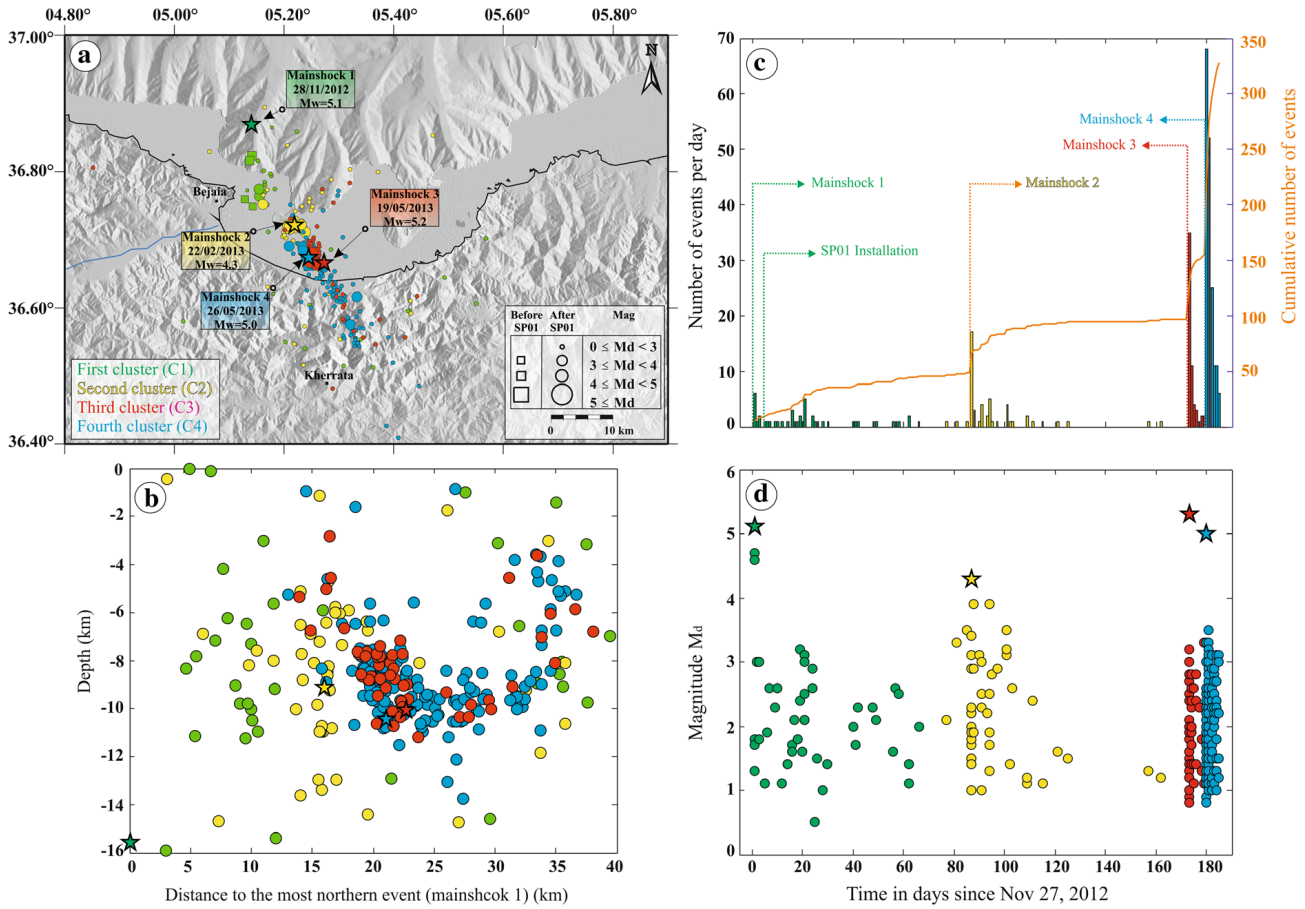


Figure 4

a Lateral distribution of the 328 best-located events. Green, yellow, red, and blue correspond to the first, second, third, and fourth seismic sequences, respectively. Squares represent epicenters located using data from the permanent network only (i.e., before installation of the temporary network). **b** Distance from the first mainshock (horizontal axis) vs. hypocenter depth (vertical axis) for our located data. The colors represent the sequence (time) in which the event occurred, consistent with **a**. **c** The cumulative number of events and number of events per day are associated with clusters C1–C4. **d** Temporal evolution of the event magnitudes

(Fig. 5b), and after the last two peaks of activity (C3 and C4), an exponent $p = 0.85$ is needed to describe the data (Fig. 5c). The exponents are within the normal range of different previous studies. Papazachos (1975) examined the temporal distribution of six aftershock sequences in Greece using the cumulative number method, revealing that the p values are independent of the magnitude range and vary between 0.7 and 1.9. A median p value of $\sim$ 1.1 has been reported for the aftershock sequences in various regions worldwide, with a range of 0.6–2.5 (Utsu and Ogata, 1995), whereas Kisslinger and Jones (1991) reported p values of 0.7–1.8 with a mean of 1.11 for shallow aftershock sequences in California. This parameter differs from sequence to sequence based on the tectonic situation in the considered area, the higher p value infers faster decay of aftershock activity. However, the p value approaching a value of 1.0 indicates that the earthquake happened in a tectonically active region with an amount of stress dissipation. The value of the parameter c can range from 0.01 days to over 1 day, and it is a dubious parameter (Utsu and Ogata, 1995) dependent on the rate of activity in the beginning part of the sequence. For the first peak (C1), it is difficult to estimate c properly for the first mainshock–aftershock sequence, probably because of missing data shortly after the first mainshock when considerably small aftershocks are not seen on reported records. Given that 5 days of aftershock activity

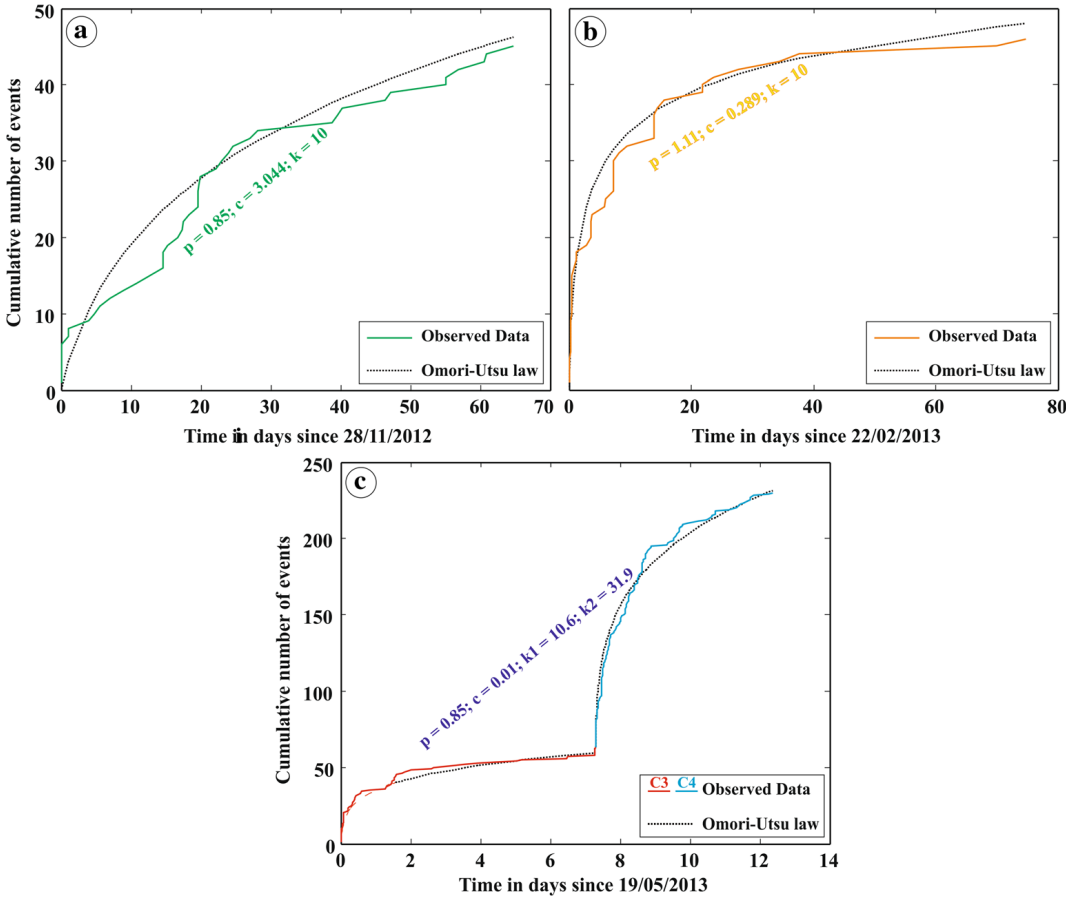


Figure 5
The Omori–Utsu law decay curve for the four seismic sequences and the cumulative number of events recorded with time during each sequence. **a** The first cluster (C1) of 70 days from the occurrence of the 28 November 2012 mainshock. **b** The second cluster (C2) of 80 days from the occurrence of the 22 February 2013 mainshock. **c** The third and fourth clusters (C3 and C4) of 14 days from the occurrence of the 19 May 2013 mainshock

lacked over this time, the calculated value of $c = 3.04$ (Fig. 5a) may be an overestimate.

The statistical analysis of the 2012–2013 sequences using 328 events ($0.5 \leq M_d \leq 5.3$) has provided interesting results concerning the spatial and temporal patterns that have emerged with the use of different methods. The presence of four separate seismicity phases in time and also in space have been analyzed along the NW–SE-striking fault with south-eastward migration of the seismicity cluster.

5.3. *Cluster Relocation and Focal Mechanisms*

The HypoDD results demonstrate significant clustering of seismic events compared to those obtained by the HYPOINVERSE process. Out of the initial 328 events, 252 are successfully relocated into five distinct clusters, with a spatial uncertainty in relative locations of less than 200 m for more than 82% of events (Fig. 6a). This spatial clustering of the relocated events (Fig. 6a) shows a linear feature that trends NW–SE and represents a rupture on five segments a total of $\sim$ 35 km long, 3 km wide, and at a depth range between 6 and 12 km.

The green, yellow, and red clusters in Fig. 6a correspond to clusters C1, C2, and C3 (Fig. 4a), respectively, which are now more well-defined in space. The event relocations have also enabled us to better resolve cluster C4 as a V-shaped feature (cross-sectional view in Fig. 6a). The left side of the feature (colored blue in Fig. 6a) is a new family from the C3 cluster, and the right side is a new cluster shown in

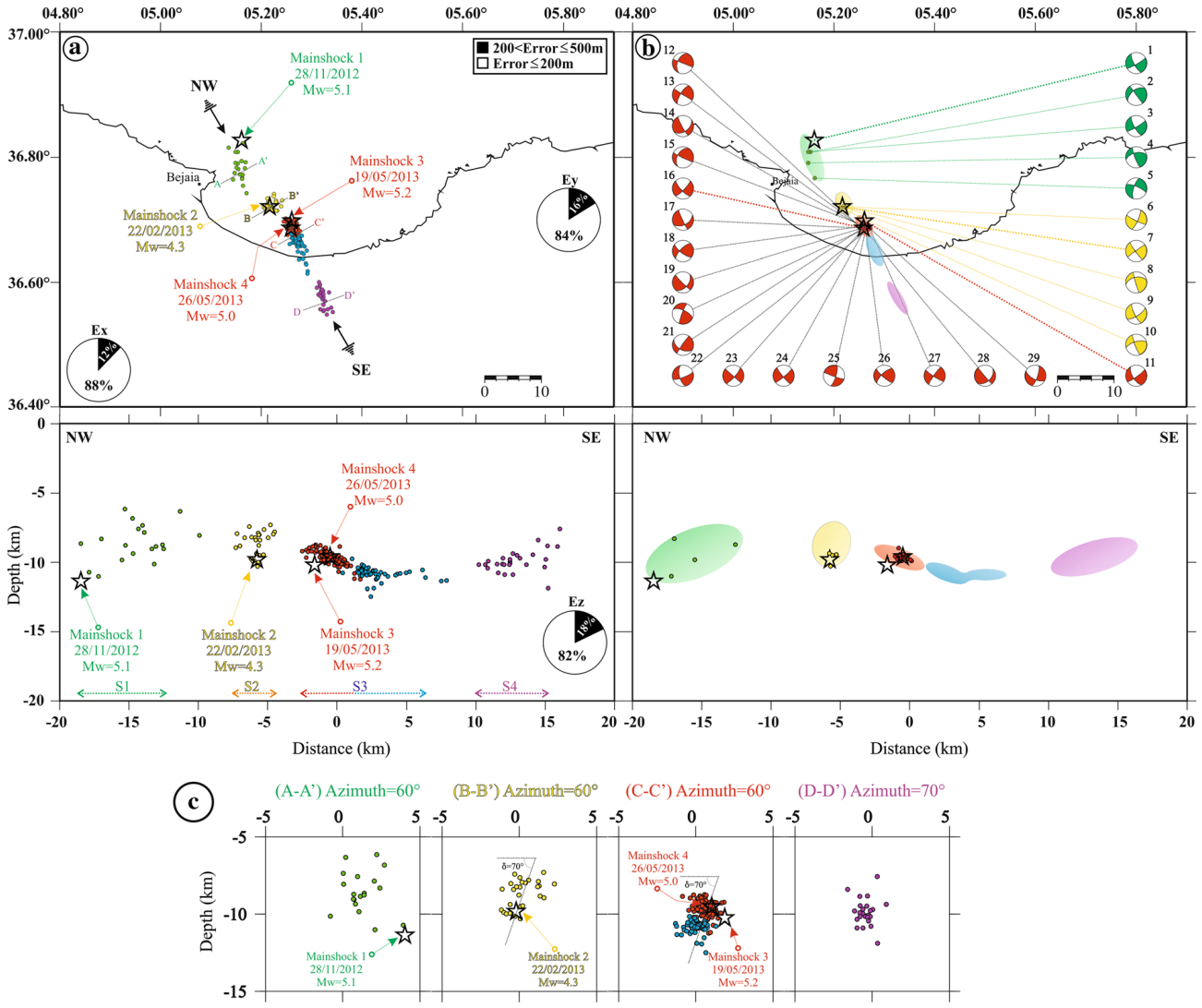


Figure 6

a Lateral and vertical distributions of the 252 relocated events. Colors relate to the multiplet clusters (families) as discussed in the text (Sect. 5.3). Green, yellow, red, blue, and purple relate to events of the first, second, third, fourth, and fifth multiplet clusters, respectively. Pie chart of relative relocating errors. **b** The lateral and vertical extent of the five multiplet clusters with locations and focal mechanisms for events with $M \geq 3$. Focal mechanisms are colored consistent with the multiplet cluster they represent (see **a**). The focal mechanisms are numbered as in Table 2. **c** Cross-sections perpendicular to each multiplet cluster

purple. In Fig. 6b, we depict the five multiplet clusters by ellipses that encompass most of the events in a given group. Each cluster was likely generated by activation of a separate fault segment (denoted S1–S4 in Fig. 6a) of the NW–SE-trending Babors Transverse Fault (BTF). The red and blue multiplet clusters (Fig. 6a, b) are an exception to this and are both associated with segment S3. The rupture was initiated in the shallow part of this segment (red cluster) and migrated deeper (blue cluster).

The results of focal mechanism solutions for events of magnitude $M_d \geq 3$ and having at least 10 P-wave polarities are displayed in Table 2 organized according to each cluster, and their polarities are shown in the Online Appendix. The focal mechanism solutions (Fig. 6b, Table 2, and Online Appendix) indicate strike-slip faulting, consistent with right-lateral slip on NW–SE-trending planes. The mean fault strike is $\sim$ 140°, in agreement with the trend in

Table 2 Fault plane solutions for the four mainshocks and 25 largest aftershocks ($M_d \geq 3$) of the 2012–2013 Bejaia seismic sequences and 2006–2020 ($M_d \geq 3$) earthquakes in the Babors region

Table 2

Fault plane solutions for the four mainshocks and 25 largest aftershocks ($M_d \geq 3$) of the 2012–2013 Bejaia seismic sequences and 2006–2020 ($M_d \geq 3$) earthquakes in the Babors region

	ID	No	Date	Origin time	Md	Localization		Depth	Nodal plan A			Nodal plan B			Score	Quality
						Lat	lon		strike	dip	rake	strike	dip	rake		
			(Ye/Mo/Dy)	(Hr :Mn :Se)		(°)N	(°)E	(Km)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(%)	(%)
The 2012-2013 Bejaia sequence main events		01	12/11/28	23 : 15 : 26	5.1	36.82	5.16	11.37	152	73	-170	60	81	-18	100	69
		02	12/11/28	23 : 20 : 17	4.7	36.80	5.15	8.30	143	90	143	233	53	0	100	76
	C1	03	12/11/28	23 : 50 : 46	4.6	36.80	5.14	11.01	151	75	-172	59	82	-15	98	65
		04	12/12/18	15 : 28 : 31	3.0	36.79	5.14	9.85	159	81	144	256	54	11	84	66
		05	13/02/16	10 : 47 : 59	3.3	36.76	5.16	8.72	292	73	-159	196	70	-18	100	66
		06	13/02/20	03 : 31 : 53	3.5	36.72	5.22	9.50	117	83	-165	25	76	68	100	65
	C2	07	13/02/22	12 : 30 : 47	4.3	36.72	5.21	9.82	144	83	178	234	88	7	96	71
		08	13/02/22	18 : 36 : 05	3.4	36.72	5.21	10.31	163	85	138	258	48	7	100	86
		09	13/02/23	15 : 30 : 53	3.9	36.71	5.22	9.45	153	77	-160	58	70	-14	89	61
		10	13/03/01	18 : 43 : 17	3.9	36.71	5.21	9.37	160	81	156	254	66	10	87	67
		11	13/05/19	09 : 07 : 26	5.3	36.69	5.26	10.20	149	63	-170	54	82	-27	90	72
		12	13/05/19	09 : 15 : 44	3.0	36.68	5.25	9.63	11	89	136	202	46	1	100	66
		13	13/05/19	16 : 33 : 54	3.2	36.68	5.25	9.01	122	90	161	212	71	0	93	70
		14	13/05/19	17 : 21 : 10	3.0	36.68	5.26	9.60	152	82	-135	54	45	-11	87	68
		15	13/05/25	21 : 16 : 11	3.3	36.69	5.25	9.81	116	86	145	209	45	3	100	71
		16	13/05/26	16 : 00 : 55	5.0	36.68	5.25	9.51	137	73	-168	44	79	-17	100	73
		17	13/05/26	16 : 51 : 59	3.0	36.68	5.27	9.93	155	87	-138	62	48	-4	100	79
		18	13/05/26	16 : 53 : 06	3.0	36.69	5.26	9.93	127	72	157	224	70	19	100	71
		19	13/05/26	17 : 16 : 25	3.0	36.68	5.26	9.65	135	85	-138	40	49	-7	90	72
	C3-C4	20	13/05/26	17 : 37 : 07	3.0	36.68	5.26	9.73	201	83	154	295	65	-8	100	68
		21	13/05/26	20 : 08 : 19	3.0	36.69	5.26	9.77	120	48	173	214	85	42	88	61
		22	13/05/26	20 : 14 : 56	3.3	36.68	5.26	9.83	166	62	-166	69	78	-28	100	65
		23	13/05/26	20 : 39 : 51	3.0	36.68	5.26	9.64	131	88	-169	41	79	-2	95	67
		24	13/05/27	12 : 33 : 29	3.3	36.69	5.26	9.61	141	82	-173	50	83	8	100	73
		25	13/05/27	12 : 45 : 32	3.2	36.68	5.26	9.42	109	86	15	17	75	175	100	67
		26	13/05/27	17 : 04 : 19	3.5	36.69	5.26	9.59	131	78	158	226	69	13	95	70
		27	13/05/27	21 : 07 : 26	3.0	36.69	5.26	9.70	123	82	173	214	83	8	100	69
		28	13/05/28	00 : 14 : 03	3.1	36.68	5.26	9.78	140	86	-133	46	43	-5	93	71
		29	13/05/30	02 : 34 : 01	3.1	36.69	5.26	9.47	117	62	-161	18	74	-29	100	66
The 2006-2020 Babors main events	L	30	06/03/20	19 : 44 : 23	5.6	36.56	5.41	7.70	92	64	-174	360	84	-26	-	-
		31	17/03/30	01 : 41 : 07	3.3	36.58	5.21	10.53	35	83	10	303	80	172	87	70
		32	17/07/27	07 : 04 : 03	3.5	36.58	5.21	7.19	321	74	171	54	81	15	88	67
	TZNB	33	18/02/06	14 : 27 : 23	4.1	36.60	5.21	10.80	32	66	12	297	78	155	86	71
		34	18/02/09	15 : 34 : 49	3.7	36.59	5.21	10.09	38	83	8	307	81	173	86	77
		35	19/07/14	12 : 55 : 39	3.1	36.56	5.22	6.89	296	78	176	26	86	11	84	67
	D1	36	18/07/20	09 : 32 : 58	3.8	36.53	5.26	6.19	302	81	-167	210	77	-8.6	84	70
	D2	37	20/01/17	17 : 53 : 18	3.0	36.54	5.24	9.30	57	75	6	325	84	165	100	70
	A1	38	18/08/19	12 : 20 : 03	4.2	36.63	5.28	9.90	171	87	11	80	78	177	100	67
	A2	39	20/01/15	17 : 57 : 25	3.0	36.60	5.29	8.90	36	72	-12	130	77	-162	100	74
	B	40	20/01/07	08 : 31 : 51	3.0	36.78	5.24	4.20	131	75	-174	40	84	-14	100	72

'Score' and 'quality' are two parameters that measure the similarity between polarities observed and predicted by the model. C1: Cluster 1; C2: Cluster 2; C3–C4: Clusters 3 and 4; L: Lâalam earthquake; TZNB: 2017–2020 Tizi N'Berber events; D1: Darguinah event 1; D2: Darguinah event 2; A1: Aokas event 1; A2: Aokas event 2; B: 2020 Bejaia event

the lateral distribution of seismic events. The mean fault dip is $\sim 78°$.

Cross-sections A–A', B–B', C–C', and D–D' (Fig. 6c) indicate that the event foci are generally distributed on a high-angle dip fault plane, at depths of 6–12 km. Cross-section A–A' shows that the aftershock locations associated with cluster C1 are relatively diffuse and show no clear dip orientation.

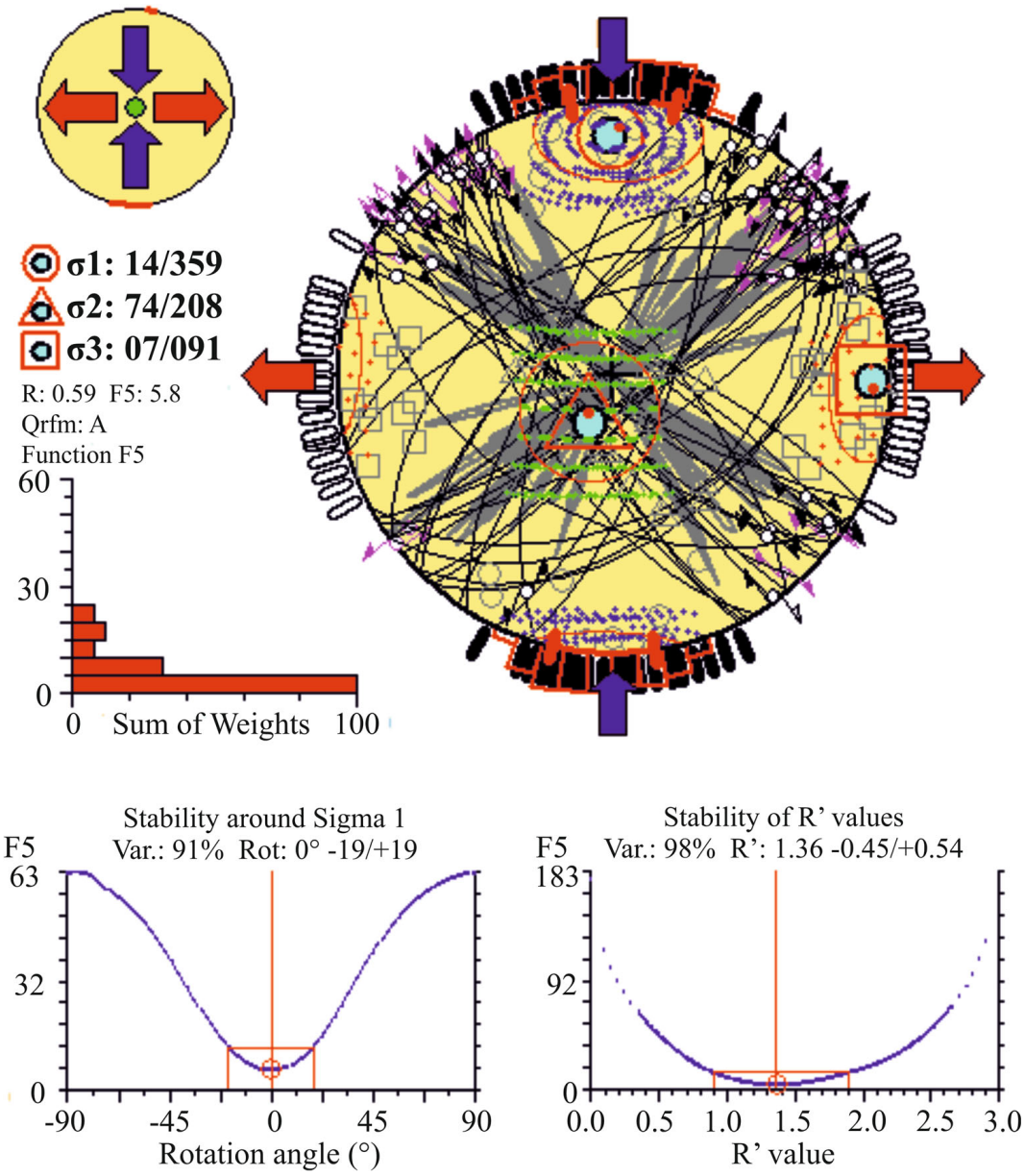


Figure 7
Stress tensor inversion result showing selected focal planes projected onto the lower hemisphere (Schmidt stereographic projections). The histogram represents the distribution of the misfit function F5, linearly weighted by event magnitudes. σ_1, σ_2, and σ_3 are the maximum, intermediate, and minimum principal stress axes, respectively. Stress symbols on the upper left corner show the horizontal stress axes (S_{Hmax} and S_{Hmin})

This is because this cluster is located far from any permanent station. Cross-sections *B*–B′ (related to C2) and *C*–*C*′ (related to C3 and C4) show a dip of $\sim$ 70°, are consistent with the average dip across the fault, and calculated by focal mechanism solutions (Fig. 6b and Table 2). Finally, cross-section *D*–D′, which displays the most southeasterly events of cluster C4, shows no clear dip angle but a weak trend towards the NE.

5.4. *Stress Tensor Inversion and Coulomb Stress Changes*

The results of stress tensor inversion are shown in Fig. 7. The selected nodal planes are moderate to

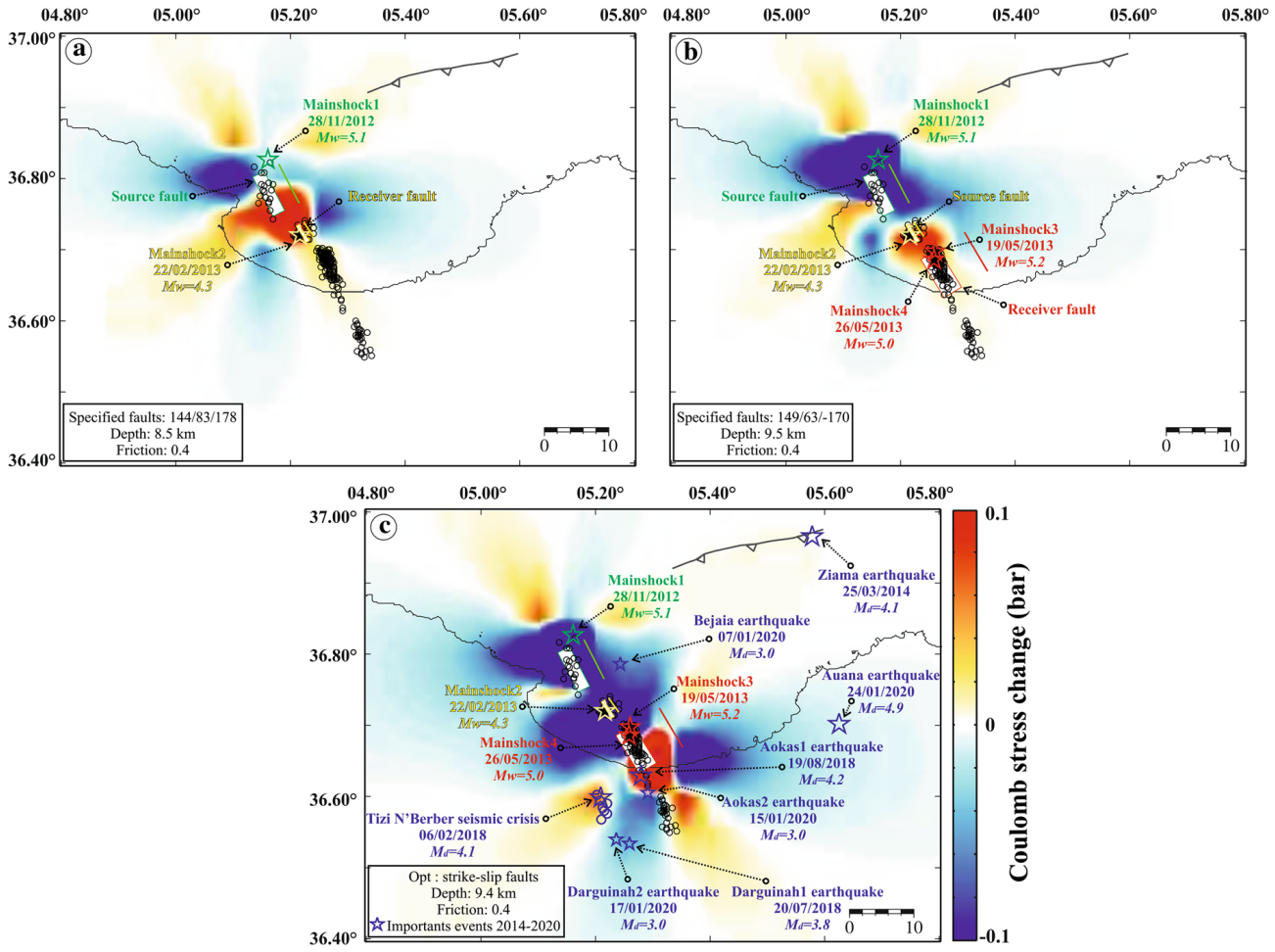


Figure 8
Coulomb stress change caused by **a** the 2012 Bejaia earthquake (Event 1) in terms of triggering the February 2013 event (Event 2), **b** Events 1 and 2 in terms of triggering the 19 May 2013 sequence (Events 3 and 4), and **c** the cumulative effect of Events 1–4 on optimally oriented fault planes. The white rectangles represent the surface faults

steeply inclined (60°–90°) and strike NW–SE and NE–SW. The steeply and shallowly dipping focal planes indicate that the maximum horizontal principal stress is oriented near N–S ($S_{\mathrm{Hmax}} \sim \sigma_1$ = N000° ± 10.8°). The average slip deviation is 9.9, and the quality rank "*A*" indicates reliable results. The computed orientations (dip/azimuth) are sub-horizontal $\sigma 1$ (14°/N359° E), near-vertical σ_2 (74°/N208° E), and sub-horizontal σ_3 (07°/N091° E) (Fig. 7). The stress regime index ($R' = 1.41 \pm 0.25$) indicates a pure strike-slip regime.

As for static stress changes, during parameterization, we tested different values of the effective friction coefficient μ', ranging from 0.2 to 0.8. Our results show that static stress changes are not strongly dependent on μ'. As μ' is unknown, we set $\mu' = 0.4$, consistent with recent work on Algerian faults (Kariche et al. 2017; Khelif et al. 2018; Yelles-Chaouche et al. 2018). For each mainshock of the four sequences, we calculate the stress change on the subsequent fault segments associated with later events to better understand the link between the seismic sequences. Hereafter, we refer to the mainshocks as Events 1, 2, 3, and 4, consistent with the order in which they occurred. Fault plane geometries are obtained from the focal mechanism solutions of the specified (both source and receiver) events and the spatial distribution of aftershocks for each cluster.

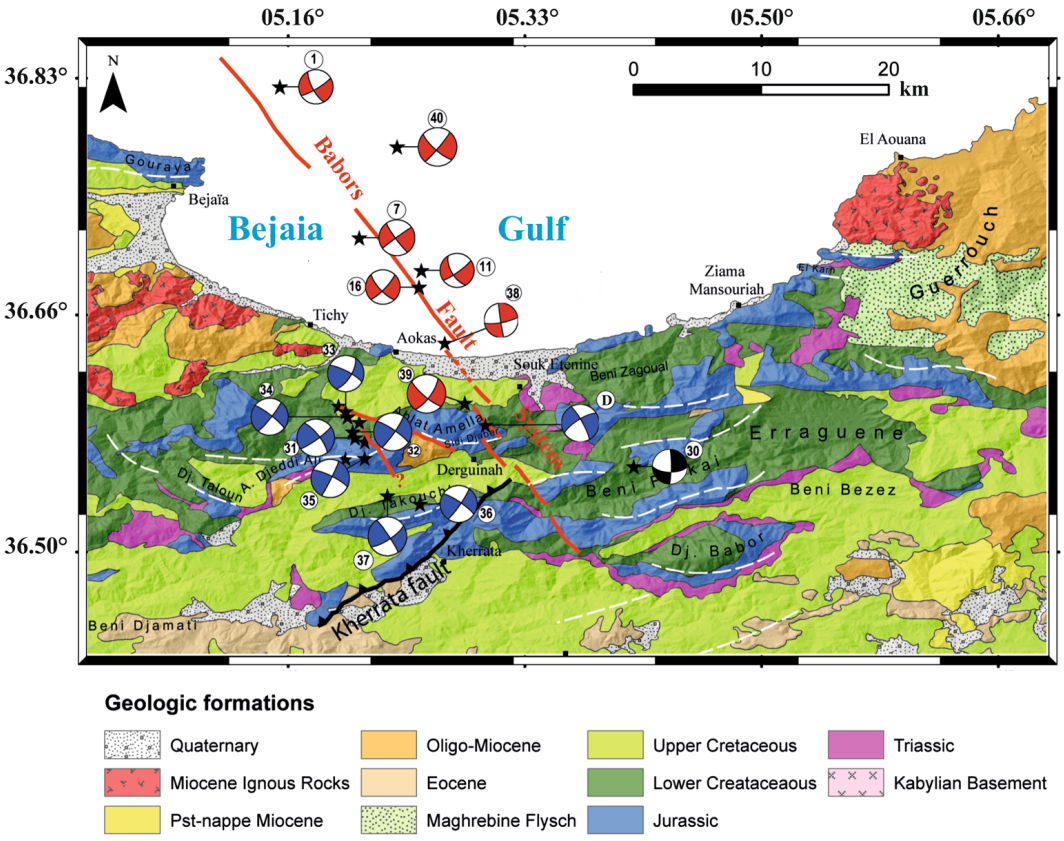


Figure 9

Geological map showing the main stratigraphic units in the Babors chain (modified and simplified from the 1:50,000 geologic map of Ziama-Mansouriah, Kireche 1993; Vila 1980). Fold axes are shown as white dashed lines (Kireche, 1993). The numbers relate to the main events that have occurred in the area since 2006, as listed in Table 2. The red lines map the lineaments associated with the BTF and TZNB-DF faults, as interpreted in this study, and the black line indicates the Kherrata Fault as mapped by Rothé (1950). Focal mechanism (*D*) represents that of the 1974 Darghuinah earthquake

Figure 8a shows Coulomb stress changes produced by slip associated with Event 1, at 8.5 km depth, on planes with the same orientation as the Event 2 fault plane. In the figure, the extent of the fault surface associated with Event 2 is superimposed on the stress field. We observe that Event 2 occurred in the SE of the increased Coulomb stress zone and that most of the aftershocks are associated with positive Coulomb stress changes that act to trigger failure.

Figure 8b shows the Coulomb stress change caused by slips associated with both Event 1 and Event 2, at 9.5 km depth, on planes with the same orientation as Event 3 and Event 4 (which are interpreted to have occurred on the same fault segment) fault plane. This figure shows that the previous slips of Event 1 and 2 increased the Coulomb stress further in the SE, where Events 3 and 4 were located. This explains the SE migration of seismicity and suggests that Events 3 and 4 were triggered by slip on previously activated fault segments.

Finally, we compute the static stress change on optimally oriented fault planes that results from the slip associated with the mainshocks of all four sequences. This approach does not require consideration of the orientation of receiver faults. To compute the optimal plane, we use the three principal stress axes calculated above. As focal mechanisms of both mainshocks and aftershocks indicate strike-slip motion, the static stress change is computed on optimally oriented strike-slip planes. Figure 8c shows the cumulative static Coulomb stress change due to events 1–4 on optimally oriented fault planes at 9.4-

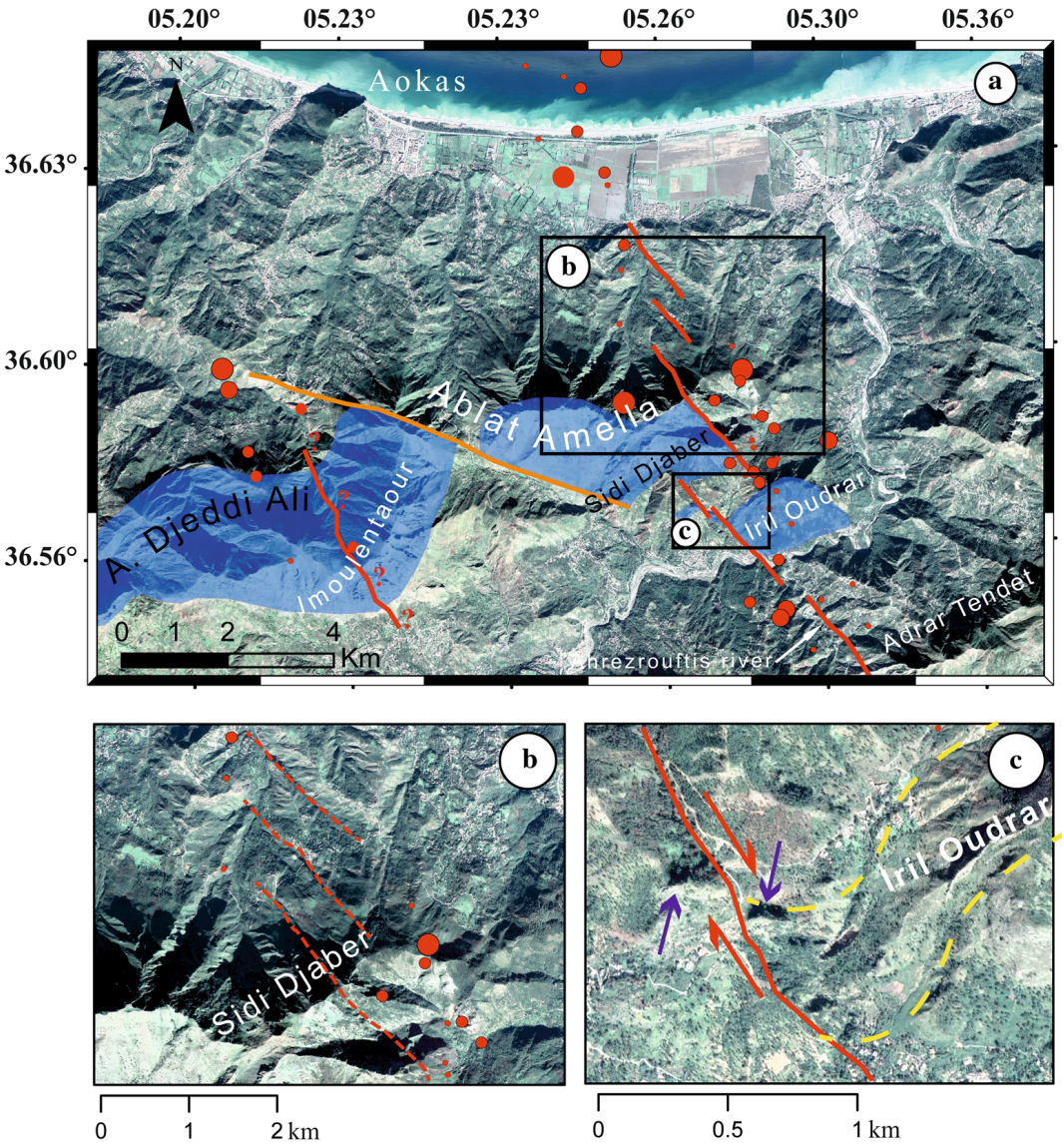


Figure 10

High-resolution Google Earth photographs showing the epicentral area of the Bejaia 2012–2013 fourth seismic sequence and the 2017–2020 Tizi N'Berber–Darguinah seismic events. Red dots indicate onshore seismic events. **a** A regional view that shows the main faults in this area. Red lines are the potentially active fault segments deduced from this study. The orange line indicates a fault that trends WNW–ESE and cuts the Jurassic massifs. **b** Enlargement showing the eastern margin of the Sidi Djeber massif, as delimited by NNW–SSE lineaments. **c** Enlargement showing the western margin of the Iril Oudrar massif and the suspected lineament of a section of the BTF in this area. Drag folding (yellow dashed lines) and clear offsets are observed associated with dextral fault movement (blue arrows)

km depth. A zone of positive Coulomb stress change occurs as a lobe-like feature that extends from the lateral location of Event 4 towards the SE corner of the seismogenic volume. The late aftershock activity associated with cluster C4 is located on the lobes of this structure. Figure 8c also shows that the epicenters of the recent M_d 4.2 Aokas 1 (19 August 2018) and M_d 3.0 Aokas 2 (15 January 2020) earthquakes are located over this structure. Positive Coulomb stress changes also occur on a parallel (NW–SE-trending) structure where several recent earthquakes, such as where the Tizi N'Berber earthquake (6 February 2018) was located.

Spatiotemporal distribution of earthquakes revealed NW–SE hypocentral migration from the starting point, suggesting the division of the seismic

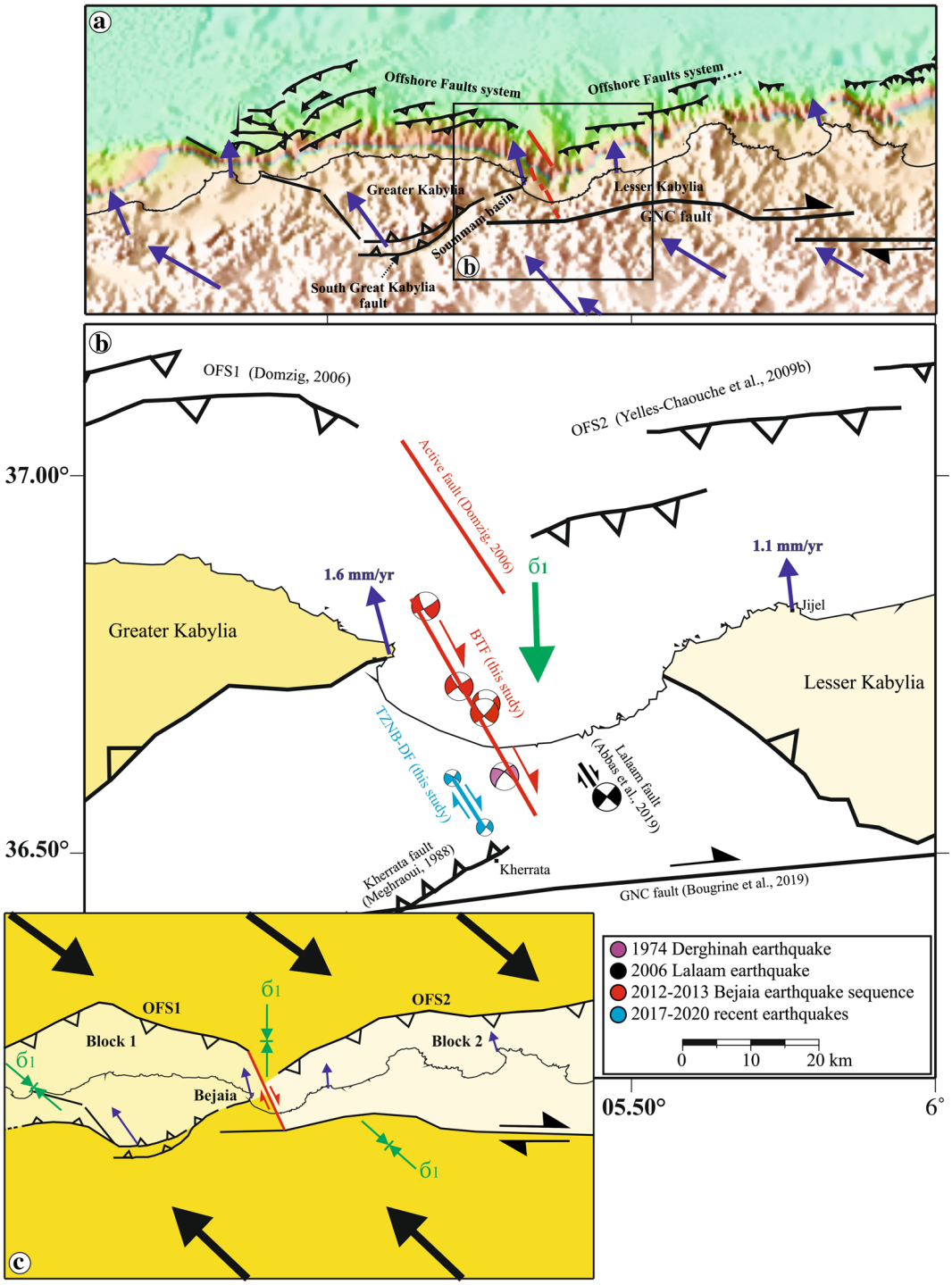


Figure 11

a Map showing the various fault systems located in the study area: (1) the Offshore Fault System (OFS), adapted from Domzig (2006), Yelles-Chaouche et al. (2009b), and Kherroubi et al. (2009); (2) the E–W-striking, right-lateral Ghardimaou–North Constantine (GNC) Fault (Bougrine et al. 2019; Meghraoui & Pondrelli 2012); and (3) the south Greater Kabylia faults (Boudiaf 1996). GPS velocities are shown relative to Eurasia (Bougrine et al. 2019). **b** Map showing the location of the study area in the transfer zone between the OFS and the N–W-striking dextral GNC Fault. Established composite solution (black) of fault mechanisms from seven aftershocks of the 2006 Lâalam earthquake in Abbes et al. (2019) which reveals right-lateral strike-slip faulting. **c** Modeled transfer fault (BTF + TZNB-DF + Lalaam fault + NNW–SSE offshore active fault) in a regional context. GPS velocities are shown relative to the Eurasia plate (purple arrows)

sequence into five of four major clusters. The hypocentral migration was corroborated by the Coulomb stress change calculation, indicating that four fault segments involved in the rupture process successively failed due to static stress transfers.

6. Relation to Local-Scale Geology

Based on the distribution of aftershock locations and focal mechanism solutions, we attempt to infer the relationship between the local geology and the Bejaia earthquake sequences. The lack of recent sedimentary deposits means that it is difficult to identify potentially active faults by neotectonic analysis. The 2012–2013 events occurred in four clusters that define a NW–SE-trending linear structure, extending from the Gulf of Bejaia to the central part of the Babors mountain range. Although limited sub-bottom data have been collected in the gulf, we used data from previous works (Domzig 2006; Harbi et al. 1999) to constrain the location of the fault lineament at sea. Onshore, where the events are distributed between the settlements of Aokas and Derguinah, a geological structure can be identified using remote sensing techniques, geomorphic analysis (based on digital elevation models), and data from previous geological studies (Kireche 1993). The structure revealed by these methods defines a fault system that matches both the spatial distribution of aftershocks and one of the nodal planes of the focal mechanism solutions (Fig. 9). The SE part of cluster zone C4, located SE of Aokas, is affected by a fault system that strikes 145° and cuts belts of folded Jurassic limestone. Figure 10 shows a high-resolution photograph of the area associated with cluster C4. Many indicators of dextral strike-slip movement are observed. Figure 10c shows drag folds and stratigraphic offsets consistent with dextral strike-slip movement along the fault that marks the western border of the Iril Oudrar massif. A few kilometers to the west, at the Tizi N'Berber–Darguinah area, we observe a fault striking 115° (orange fault in Fig. 10a) that cuts the Jurassic blocks of the Ablat Amella and Imoulentaour massifs. Cumulative dextral offsets of up to 1 km are observed along this fault (Fig. 10a). However, in the epicentral area of the 2017–2020 Tizi N'Berber–Darguinah event, which consists of a cluster of 11 events ($M_d \geq 3.0$) precisely relocated in this study (Figs. 8c, 9 and Table 2), their distributions show a fault segment located 10 km west of the BTF, oriented NW–SE on a right-lateral strike-slip fault. Previously unknown, we name it the Tizi N'Berber–Darguinah Fault (TZNB-DF) (Fig. 11b). These events are not aligned with the 115° striking lineament but map onto a lineament that runs parallel to the fault system striking 145° (i.e., the red fault marked with "?" in Figs. 9 and 10a). This fault is not evident on satellite images, suggesting that it may be a blind fault. In making these observations, we did not evaluate the active tectonics affecting Plio-Quaternary formations, as this is beyond the scope of this study. The location and focal mechanisms of seismicity in this area suggest that activity results from the reactivation of preexisting faults that formed during previous polyphase deformation, in response to changes in the local stress regime.

7. Discussion

Our study used the opportunity provided by the seismic sequences that occurred between 2012 and 2013 and backed by good-quality data for recent moderate events recorded until 2020 to explore a seismotectonically poorly known region.

Although the 2012–2013 Babors–Bejaia seismic sequences released moderate events, the recognition of the related seismogenic fault pattern is particularly relevant in light of defining a new seismotectonic model useful to give new insights on the kinematics and the structural style of the active deformation in this undiscovered area, known for its complex active tectonics by connecting several seismogenic zones; the Soummam basin, the two paleozoic Kabylia blocks, Offshore Fault System (OFS) north, and GNC fault south (Fig. 11a).

From this study, the newly discovered BTF and TZNB-DF are NNW–SSE-striking, dextral strike-slip faults which, in combination with the NNW–SSE offshore active fault (Domzig, 2006) and the Lâalam fault (Abbes et al. 2019), define a new dextral transfer zone which involves several sub-crustal fault segments that separate the Greater and Lesser Kabylia

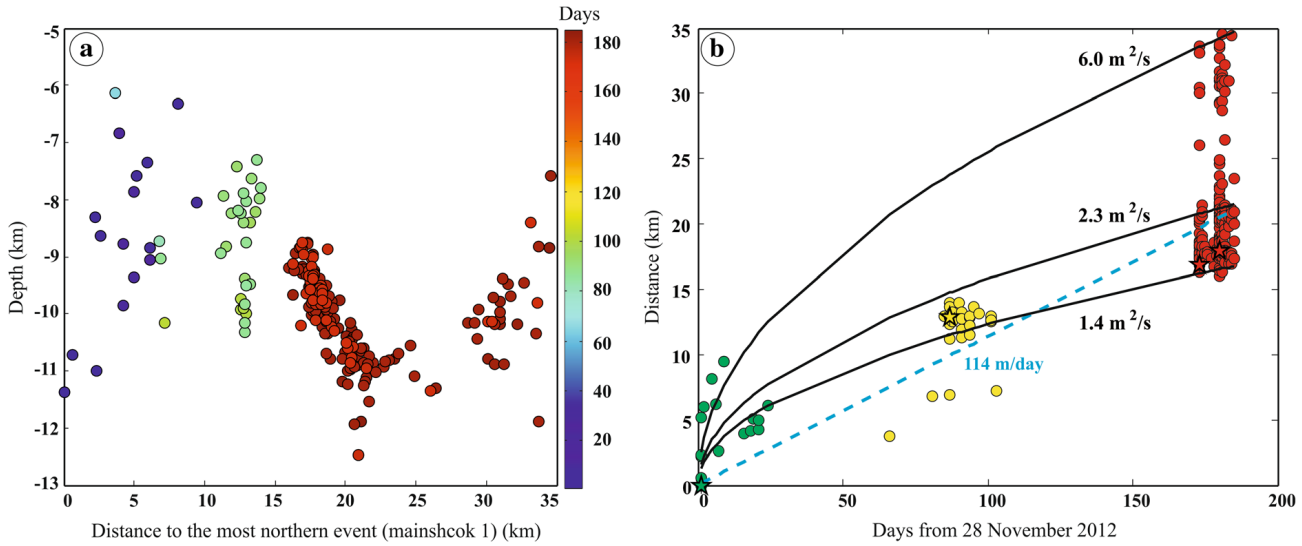


Figure 12
a The map shows a migration pattern. Earthquakes that belong to different clusters are denoted with different colors. **b** Hypocentral separation of events with time since the first event for the entire sequence. Thick black curves show diffusion rates of 1.4 m^2/s, 2.3 m^2/s, and 6 m^2/s, respectively. The dashed blue line is a constant migration velocity of 144 m/day. Colored circles are earthquakes in identified clusters: C1 (green), C2 (yellow), and C3–C4 (red)

blocks. This inference is supported by also the shortening variation on the order of 0.5 mm/year between the two blocks 1 & 2 or OFS1&2 faults located on each side of the transfer zone (Fig. 11b). This transfer zone (red fault in Fig. 11c) links the E–W-striking OFS1&2 faults situated north of the two Kabylian blocks and the E–W-striking Ghardimaou–North Constantine Fault (GNC) located inland to the south, which both accommodate the shortening resulting from the oblique convergence of the African and Eurasian plates. Slip deficit rates associated with the OFS1&2 faults range from 4.4 mm/year in western Algeria to 1.5 mm/year in eastern Algeria, while the GNC fault accommodates a slip deficit rate of 2.4 mm/year (Bougrine et al. 2019).

From the stress field issue, the stress field can be deflected into sub-parallel or sub-perpendicular orientations regarding the pre-existing faults (Tingay et al. 2010), or stress rotation can occur within broad, active fault zones (e.g., Townend & Zoback 2004); these changes are known from geomechanical studies. Along the Babors–Bejaia zone, the first-order S_{Hmax} orientation relatively consistent with the relative plate motion of Africa–Eurasia highlights the role of large tectonic forces in a first-order stress pattern (Heidbach et al. 2016). The first-order stress field in the Babors–Bejaia region is largely a consequence of compressional forces at the Africa–Eurasia plate boundary, primarily relating to ridge push and continental collision (Meghraoui & Pondrelli 2012; Nocquet 2012). This is illustrated by Beldjoudi et al.'s (2009) estimate of a NW–SE-trending maximum principal stress axis in the Babors mountain range, based on an analysis of the 2006 Lâalam earthquake and regional focal solutions (Fig. 2b), in agreement with the regional velocity field (Bougrine et al. 2019). Besides, the local S_{Hmax} (N180° E) orientation found by our analysis follows the local velocity field at Bejaia city (N171° E) (Bougrine et al. 2019), not parallel to both (N134° E) stress direction and (N131° E) velocity direction at regional scales, which reinforces the moderate clockwise rotation (46°) for stress and (40°) for velocity around the Babors Transverse Fault shear zone revealed in this study. Therefore, the dominant N–S right-lateral shear deformation associated with an average E–W extension (Fig. 7 upper left) makes the Babors–Bejaia domain to play a pivotal role by accommodating parts of slip, on strike-slip structure parallel to the oblique convergent plates and also involved in the reorientation of the stress field. At a large scale, the interpreted present-day S_{Hmax} runs NW–SE to N–S, interrupted by

local perturbations, suggesting that plate-driving forces related to the Africa–Europe convergence impose the largest component of the total stress field. In the transfer zone, the horizontal stress direction (Fig. 11c) is oriented N–S perfectly consistent with strain partitioning, with pure thrust slip along offshore faults OFS2 and pure right-lateral strike-slip along the GNC fault bounding the Lesser Kabylia block2. The GNC fault pulls the movement of the deformation in block 2 and results in variation of 0.5 mm/year between OFS1&2 of Greater and Lesser Kabylia blocks, respectively. The western tip of the GNC Fault borders the Lesser Kabylia block2 to end most likely connected to the highlighted transfer zone in the Babors region.

Figure 11 schematized the new findings obtained from this study in conjunction with previous results that describe recent deformation on several active faults in the Bejaia–Babors and Jijel regions (Yelles-Chaouche et al. 2021). This figure illustrates the role of the BTF in transferring deformation among different active structures. This structure could have played a major role in the suture of the Lesser Kabylian block to the African plate.

On the other hand, the rupture along the BTF zone supposes an earthquake-to-earthquake triggering. The seismic activity begins in the NW in segment S1 and migrates SE to segment S2, before terminating in S3 and S4. The occurrence of event migration between adjacent segments, initiated by different triggers at each segment, implies that each event occurred in a segment previously stressed by lateral Coulomb stress interactions. This suggests that the loading was in a particular state of stress (i.e., uniform and close to failure) along all fault segments, to enable propagating earthquake sequences (Pondard et al. 2007). Fault interaction, as investigated by static stress changes, showed that these "triggers" cause small variations in the static stress field (< 0.1 bar), capable of inducing the reactivation of nearby faults which are close to failure (Toda et al. 1998; Ziv & Rubin 2000). This process may induce aftershocks, or even major earthquakes, in neighboring areas (Stein 1999). The similar fault plane solutions obtained for all moderate-magnitude ($M_d \geq 3$) events suggest a uniform stress field within the seismogenic volume.

The occurrence of the Aokas 1 earthquake ($M_d = 4.2$) of 19 August 2018, which was located on the southern part of segment S3, and the Aokas 2 event ($M_d = 3.0$) of 15 January 2020, located between segments S3 and S4, suggests that the BTF is still releasing accumulated energy, as confirmed by the Coulomb stress changes. Other earthquakes have occurred on the fault in the past, such as the $M_b = 4.7$ event of 29 June 1974 (Figs. 9 and 11b), which struck the Darguinah region. This event was located on segment S4 of the BTF and showed right-lateral strike-slip movement, a NW–SE strike, and a steep dip towards the NE (Hatzfeld 1978). Therefore, a future rupture could occur over multiple adjacent segments, resulting in other moderate earthquakes.

Then, to understand the spatiotemporal evolution of the seismic sequences in the context of driving mechanics, the role of the fluids has been addressed in several previous studies (e.g., Bourouis & Cornet 2009; Chen et al. 2012; Duverger et al. 2015). Indeed, as we noticed the migration pattern in the Bejaia–Babors seismic sequences (Fig. 12a), we investigated the seismicity migration to explore if fluids are involved in the successive failures. The fluid-involved swarms can be modeled as a diffusion process, with diffusivity ranging from 0.02 to about 10 m^2/s (e.g., do Nascimento 2005; Parotidis et al. 2003; Shapiro et al. 2005). To test fluid diffusion, we model seismicity using the equation of Shapiro et al. (1997) by calculating the distance r of a propagating pore-pressure front diffusing at rate D during time t through a homogeneous isotropic saturated poroelastic medium from a point source as (Fig. 12b):

$$r = \sqrt{4\pi D t}. \quad (2)$$

Additionally, the pore fluid diffusion is typically at velocities on the order of meters per day, generally much slower than aseismic slip-driven migration, which is usually at kilometers per hour (Roland & McGuire 2009). Figure 12b shows seismicity spreading at a similar rate to diffusion in the range of 5–6 m^2/s or constant migration velocity on the order of 114 m per day. This migration rate on this order could be associated with fluid flow through a fractured volume. Then we concluded that the fluids played a role in the spatiotemporal evolution of Beajia–Babors sequences.

Several important implications for seismic hazard in the study area arise from the analysis of those

seismic sequences. The expansion of the rupture zone during 6 months shows a total subsurface rupture length of about 30 km. Therefore, a larger earthquake might be possible in this region if simultaneous rupture occurs across the four fault segments. The scaling relations of Wells and Coppersmith (1994) forecast for a strike-slip fault which has a subsurface length of 30 km, width of 12 km, and a magnitude of about $M_w = 6.5$. Since the fault is near the city of Bejaia, added to landslides which constitute a perpetual threat to people's life and goods in the Babors chain area, especially during the occurrence of an earthquake, even of moderate magnitude (Guemache et al. 2010), the seismic hazard in the region must be reassessed using a multidisciplinary approach.

8. Conclusion

This study focused on the most representative seismic sequences in the region of Bejaia for the last decade (2010–2020); this work investigates the 2012–2013 Bejaia seismic sequences that hit the Babors region, on the north coast of Algeria, over 6 months. The analysis of seismic sequences in the Babors has identified, for the first time, NW–SE-striking strike-slip faults that we name the Babors Transverse Fault (BTF) and the Tizi N'Berber–Darguinah Fault (TZNB-DF).

The high-precision relocation of 252 events, in conjunction with focal mechanism solutions, shows a 35-km-long, NW–SE-striking, near-vertical right-lateral strike-slip fault. The BTF extends from the Babors chain to the Gulf of Bejaia. The seismic events were grouped into four clusters (C1–C4) generated by the failure of four fault segments (S1–S4). As the total energy release was distributed over four BTF segments, a potentially higher-magnitude and more dangerous earthquake might have been avoided.

The transfer fault zone is shaped as on echelon segments faults; the BTF, TZNB-DF, the NNW–SSE offshore active fault, and the Lâalam fault connecting the offshore thrust faults system in the north and the right-lateral strike-slip GNC Fault in the south. The seismic events between 2017 and 2020 suggest that the BTF is still releasing accumulated energy, as also indicated by Coulomb stress change analysis, and the observed migration of the seismicity also is compatible with earthquake triggering by fluid diffusion processes.

The present study highlights the BTF as a likely source for both recent and historic seismic activity in the region. Analysis of high-resolution photography indicates dextral movement along old polyphase structures, suggesting the reactivation of preexisting faults in response to the current stress regime. Finally, the study suggests that a reassessment of the seismic hazard risk for Bejaia city is necessary, as the possibility of a large-slip event on the BTF is not excluded. Further investigations are required to establish a tsunamigenic risk assessment along the Bejaia coastline for better land planning in the region.

Publisher's Note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

References

Abacha, I. (2015). Étude de la sismicité de la région Nord-Est de l'Algérie, PhD thesis, University Ferhat Abbas-Sétif, Algeria. http://dspace.univ-setif.dz:8888/jspui/handle/123456789/1802.

Abacha, I., Koulakov, I., Semmane, F., & Yelles-Chaouche, A. (2014). Seismic tomography of the area of the 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence, north-central Algeria. *Springer Plus, 3*, 650. https://doi.org/10.1186/2193-1801-3-650.

Abacha, I., & Yelles-Chaouche, A. K. (2019). *Overview of recent seismic activity in Northeastern Algeria, on significant applications of geophysical methods*. (pp. 203–206). Berlin: Springer.

Abbes, K., Dorbath, C., Dorbath, L., et al. (2019). Revisiting the Laalam (Eastern Algeria) March 20, 2006 (Mw 5.1) earthquake and its seismotectonic implication. *Pure Applied Geophysic, 176*, 4213–4222. https://doi.org/10.1007/s00024-019-02206-3.

Aidi, C., Beslier, M. O., Yelles-Chaouche, A. K., Klingelhoefer, F., Bracene, R., Galve, A., Bounif, A., Schenini, L., Hamai, L., Schnurle, P., Djellit, H., Sage, F., Charvis, P., & Déverchère, J. (2018). Deep structure of the continental margin and basin off Great Kabylia, Algeria—New insights from wide-angle seismic data modeling and multichannel seismic interpretation. *Tectonophysics, 728*, 1–22.

Akoglu, A. M., Cakir, Z., Meghraoui, M., Belabbes, S., El Alami, S. O., Ergintav, S., & Akyüz, H. S. (2006). The 1994–2004 Al Hoceima (Morocco) earthquake sequence: Conjugate fault ruptures deduced from In-SAR. *Earth Planet Science Letter, 252*, 467–480.

Ayadi, A., Dorbath, C., Ousadou, F., Maouche, S., Chikh, M., Bounif, M. A., & Meghraoui, M. (2008). Zemmouri earthquake

Journal of African Earth Sciences 177 (2021) 104149

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of African Earth Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jafrearsci

The 13 July 2019 Mw 5.0 Jijel Earthquake, northern Algeria: An indicator of active deformation along the eastern Algerian margin

AbdelKarim Yelles-Chaouche, Issam Abacha *, Oualid Boulahia, Chafik Aidi, Adel Chami, Athmane Belheouane, Sofiane Taki-Eddine Rahmani, Khaled Roubeche

Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique, CRAAG, Route de L'Observatoire BP 63 Bouzaréah, Algiers, Algeria

ARTICLE INFO

Keywords:
The 2019 jijel earthquake
Thrust fault
Waveform modeling
Source parameters
Stress tensor
Coulomb stress
Deformation process

ABSTRACT

On July 13, 2019, a moderate earthquake shook the Jijel region of Algeria, ~300 km east of Algiers (Capital of Algeria). In the past, the Jijel region experienced a destructive earthquake (I_0: X) on 21–22 August 1856, triggering a moderate tsunami in the western Mediterranean region. The 2019 event is the second important event to have occurred along this part of the Algerian margin, which has been undergoing an inversion process since the Pliocene Epoch. The event occurred 40 km to the north of Jijel City, at 10 km depth. No property damage or injuries were associated with this event. The seismic moment release estimated from waveform modeling was $M_0 = 3 \times 10^{16}$ Nm, corresponding to a Mw 5.0 event. The mainshock focal mechanism is associated with the rupture of an E–W thrust fault that is clarified by a 4-km-long × 10-km-wide aftershock cluster along the continental slope of the Jijel margin. In the same area, ~30 km to the west and offshore of the coastal village of Ziama–Mansouriah (west of Jijel) a Mw 4.1 earthquake occurred in 2014. This event is also associated with the rupture of a western contiguous E–W thrust fault. Stress tensor inversion produces a main (σ_1) maximum stress axis oriented N356E, which is in agreement with previous stress studies of the Lesser Kabylia–Babors block. The present-day stress field is characterized by a compressional tectonic regime ($R' = 2.96 \pm 0.21$). Coulomb stress analysis of the 2014 Ziama and 2019 Jijel earthquakes indicates that the two earthquakes appear to be individually triggered events with no stress transfer between them. The 2019 Jijel earthquake is associated with one of the three active *en echelon* faults that have already been identified in the central part of the Algerian margin via recent marine surveys. It belongs to the serie of many moderate seismic events that have recently affected the Algerian margin (Boumerdes, Algiers, Bejaia), and is representative of the active deformation process along the Algerian margin that is marked by the initiation of an incipient subduction zone with a progressive plate boundary migration since the late Miocene.

1. Introduction

The Algerian margin seismicity has been poorly constrained for decades due to the lack of a high-performance seismic network and marine investigations. Few studies have investigated the deformation process that affects this region crosscutting by the African–Eurasian plate boundary of the western Mediterranean (Fig. 1a).

The offshore region of northern Algeria was the site of a number of historic marine seismic events, such as the 1365 Algiers Earthquake (Mokrane et al., 1994) and 1790 Oran Earthquake (Benhallou, 1985; Chimouni et al., 2018). However, archives and historical reports have provided only sparse descriptions of these events. The 1856 Jijel earthquake sequence on 21–22 August remains one of the best known historical offshore events (Benhallou, 1985; Yelles-Chaouche et al., 2009b; Harbi et al., 2003). A moderate tsunami was generated from one of the mainshocks of this sequence, and impacted the Mediterranean coast. The recent 1989 offshore Ms 6.0 Tipaza Earthquake (Bounif et al., 2003) and 2003 Mw 6.8 Boumerdes Earthquake (Yelles-Chaouche et al., 2004) occurrence demonstrated the crucial importance for more marine investigations along the Algerian margin (Fig. 1b) to better understand the deformation pattern along the African–Eurasian plate boundary in the western Mediterranean region.

To address the urgent need to improve our knowledge of Algerian margin geodynamics, several marine projects have recently

* Corresponding author. CRAAG, Route de l'Observatoire B.P. 63 Bouzaréah, 16340, Algiers, Algeria.
E-mail addresses: a.yelles@craag.dz (A. Yelles-Chaouche), abacha.issam@yahoo.fr (I. Abacha), o.boulahia@craag.dz (O. Boulahia), c.aidi@craag.dz (C. Aidi), a.chami@craag.dz (A. Chami), a.belheouane@craag.dz (A. Belheouane), sofianerah1@outlook.fr (S.T.-E. Rahmani), roubechk1@outlook.fr (K. Roubeche).

https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104149
Received 14 April 2020; Received in revised form 4 January 2021; Accepted 11 February 2021
Available online 16 February 2021
1464-343X/© 2021 Elsevier Ltd. All rights reserved.

implemented high-resolution methods (e.g., multibeam bathymetry and seismic reflection sections), including MARADJA 1 and MARADJA2/SAMRA (MARge Active "el DJAzaïr") in 2003 and 2005, respectively (Yelles-Chaouche and the Maradja Team, 2006), and SPIRAL (Sismique Profonde de la Region Algerienne) in 2009 (Yelles-Chaouche and the Spiral Team, 2010). Their main objectives were to study the structure of the margin, characterize the deformation pattern and image the deep structure from the Algerian basin to the continent along five transects in a key geological regions of northern Algeria (Mostaghanem-Dahra, Algiers-Chenoua, Tigzirt-Greater Kabylia, Jijel-Lesser Kabylia, Annaba-Edough regions) (Fig. 1b). A seismotectonic map of the margin is now available (Domzig, 2006), where the main active faults are reported as the Khayr Al-Din Bank fault system (Yelles-Chaouche et al., 2009a) for the Algiers region. An offshore fault system was also identified for the Jijel region. It allowed a rupture model for the historic August 1856 events to be proposed (Yelles-Chaouche et al., 2009b). From the Jijel SPIRAL deep seismic profile an image of the transition between the oceanic Algerian basin to the continental crust was presented by Mihoubi et al. (2014) (Fig. 1b and **c**). In the central part of the margin (from Algiers to East of Jijel), the geodynamic model of Hamai et al. (2015, 2018) proposed an incipient subduction process to explain the seismic activity in northern Algeria.

From the determination of the first geodetic velocity field in Algeria obtained by ten years of continuous GPS data recorded by the Algerian REGAT network (Yelles-Chaouche et al., 2019), Bougrine et al. (2019) concluded to a reorientation of the velocity field from NW–SE in western and central Algeria to N–S in eastern Algeria via the main Ghardimaou–North Constantine (GNC) Fault in eastern Algeria.

In this paper, we present the recent 2019 Jijel earthquake sequence (mainshock: Mw 5.0), the strongest event in the region since the historic 1856 earthquakes. We determine the source parameters of the 2019 mainshock using local and regional datasets collected by the seismic networks operated by Algeria and neighboring countries (e.g., Spain and Italy), link its occurrence with the seismotectonic pattern obtained from previous studies across the region, and interpret the stress pattern results based on our knowledge of the active deformation along the Jijel margin. We also present the 2014 Mw 4.1 Ziama–Mansouriah Earthquake (hereafter the 2014 Ziama Earthquake), which occurred along one of the three mapped active fault segments of the Jijel margin. We ended by discussing the rupture process in the offshore Jijel region, with a probable stress transfer inferred between these two events.

2. Seismotectonic setting

The 2019 Jijel Earthquake occurred along the eastern Algerian margin, in the offshore area of the Lesser Kabylia block. This block as the Greater Kabylia block and the Edough Massif consists of Paleozoic units that belong to the Internal Domain of the Maghrebides Chain. Its location on the African Platform (External Domain) along the eastern Algerian margin is closely linked to the middle to late Cenozoic evolution of the western Mediterranean region. The western Mediterranean Domain previously known as the Tethys Domain consists of many basins, including the Alboran Basin and Valencia Trough in the west, the Liguro-Provençal and Algerian Basins in the central region, and the Tyrrhenian Basin in the east (Fig. 1a).

The Algerian basin formed via the progressive rollback of the Tethyan slab (Spakman and Wortel, 2004) and is associated with a back-arc opening of the above-mentioned basins. Stretching of the European Plate due to the initiation of a subduction zone at 30 Ma led to the splitting of the northwestern forearc and accretionary prism (the AlKaPeCa terrane) across many blocks during the Oligocene–early Miocene period, which now correspond to the Alboran region (Betics, Spain, and Rif, Morocco), the Kabylides (Greater and Lesser Kabylia blocks), Peloritani Mountains (Sicily), and Calabria (southern Italy; Bouillin, 1977). The gradual retreat of the slab and southward drift of some internal blocks, such as the Kabylian Blocks, led to their accretion along the Algerian margin at 17 Ma (Abbassene et al., 2016), which is also associated with detachment of the Thetysian slab. Although many models have been proposed for the opening of the Algerian Basin, recent studies by van Hinsbergen et al. (2014) and the SPIRAL team (Leprêtre et al., 2013; Mihoubi et al., 2014; Badji et al., 2015; Bouyahiaoui et al., 2015) have provided precise constraints on the opening pattern of this basin. It is now established that the Algerian Basin opened in a N–S direction from 23 to 17 Ma, followed by E–W opening from 17 to 8 Ma that was parallel to the Algerian and Betics margins strike (Aidi et al., 2018). This last opening phase was associated with the westward migration of the Alboran Block, which induced left-lateral deformation through a subduction-transform-edge-propagator (STEP) fault system along the western margin. van Hinsbergen et al. (2014) proposed that another STEP fault propagated eastward between the Algerian margin and the Calabria Arc.

The Algerian margin has been affected by an inversion process since the Plio-Quaternary Period (Domzig, 2006; Strzerzynski et al., 2010; Leprêtre et al., 2013), passing from a passive margin to an active one. During that process, the Miocene normal faults, which play a role in the structure of the margin, were not reactivated in compression. Instead, newly formed, south dipping blind thrusts appeared within the continental margin and the foot of the continental slope. The inversion process mainly affects the central part of the margin (from Algiers to Annaba), and represents the early stage of an incipient subduction zone. The presence of a thermal anomaly beneath the thinned continental margin is likely; such a feature would be associated with a slab rupture at depth (Hamai et al., 2015, 2018).

The present plate boundary in the Mediterranean region, which is

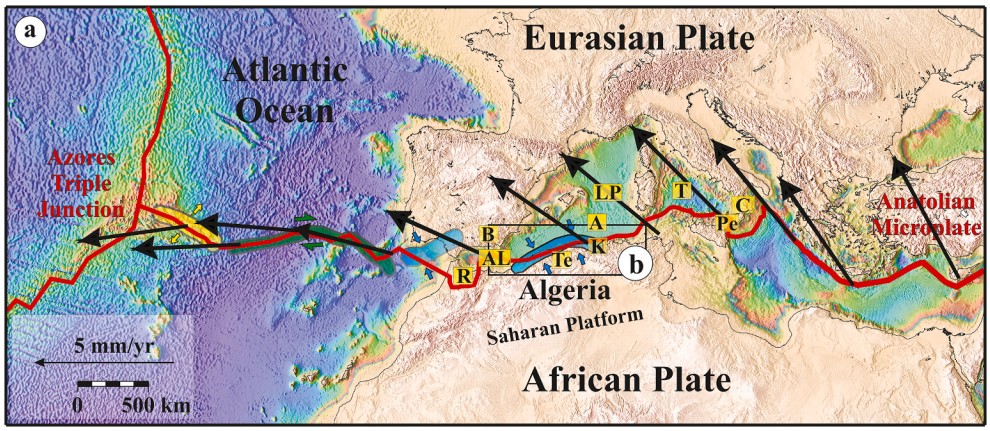


Fig. 1a. Tectonic sketch of the Mediterranean region. The black box outlines the northern Algeria. Predicted velocities along the Eurasia–Africa Plate boundary (black arrows) are simplified from Nocquet et al. (2006). The main geological units making up the perimeter of the Western Mediterranean are labeled as follows: AL – Alboran Basin; LP – Liguro-Provençal Basin; A – Algerian Basin; T – Tyrrhenian Basin; B – Betic Cordillera; R – Rif Belt; Ka – The Kabylides; Pe – Peloritani Mountains; C – Calabria Terrane; and Te – Tellian Atlas. The red line represents the Eurasia–Africa Plate boundary (simplified from Bird (2003)). The three deformation regimes along the Eurasia–Africa plate boundary are the extensional (yellow), strike-slip (green), and compressional (blue) regimes.

associated with the convergence of the African and Eurasian plates, follows the Algerian coastline. It extends from the Azores Triple Junction (Atlantic Ocean) to the Anatolian region (Turkey), and separates the Alps on the Eurasian Plate from the Maghrebides Belt on the African Plate (Fig. 1a). The convergence directions vary between N350W and N300W in the western Mediterranean region, with a variable rate ranging from 2.2 to 8.3 mm/yr (e.g., Nocquet et al., 2006; Serpelloni et al., 2007; Argus et al., 2011; DeMets et al., 2015; Altamimi et al., 2017; Bougrine et al., 2019). This value is 4.5 ± 0.3 mm/yr, with a N325W ± 5° convergence direction, at the longitude of Algiers (Fig. 1a; Nocquet et al., 2006; 2012). The plate boundary undergoes west-to-east changes from an extensional regime to strike-slip to a compressive system (Serpelloni et al., 2007). Bougrine et al. (2019) showed that the velocities are consistent with the presence of an active offshore thrust fault system that runs along the toe of the Algerian margin, with a west-to-east decrease in the convergence rate from 4.3 to 1.5 mm/yr.

The deformation process in northern Algeria exhibits a complex pattern of active transpressional deformation. The inland expression of this active deformation is a series of *en echelon* fault-related folds that are found mainly in Neogene seismogenic basins, such as the Chleff, Mitidja, and Mila–Constantine basins (Meghraoui, 1988, Fig. 1b). Buforn et al. (2004), Serpelloni et al. (2007), and Soumaya et al. (2018) showed that the present-day active contraction of the northern Algerian boundary is due to a wide fold-and-thrust-belt in the western and central parts of northern Algeria that is marked by the highest-magnitude earthquakes, and a zone of relatively distributed deformation in the east that is marked by low to moderate seismicity along predominantly strike-slip faults (e.g., the GNC Fault; the Ain Smara Fault and many small segments presented in Abacha and Yelles-Chaouche, 2019).

Medaouri (2014) outlined the segmentation of the Algerian margin using mainly Multi Channel Seismic (MCS) profiles of the marine surveys in addition of results of the five Spiral transects. He distinguished different tectonic patterns between the western, central, and eastern parts of the margin. Yelles-Chaouche et al. (2009a) focusing subsequently on the main 80 km offshore Khayr Al-Din Bank, a tilted block that formed via rifting of the Algero-Provençal Basin provide new insights on the central margin deformation pattern. In their model, the authors presented the offshore fault system as a progressive swap of the plate boundary from the onshore late Miocene north-dipping suture zone (the previous Tethysian slab) to the bottom slope in front of the Quaternary south-dipping Khayr Al-Din fault system.

In the study area, off the coast of Jijel, a bathymetric study conducted

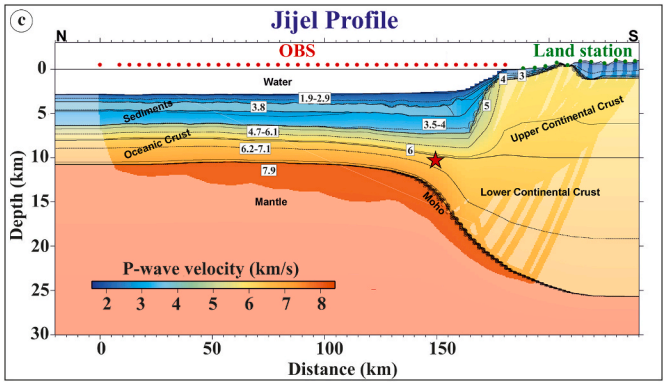


Fig. 1c. Interpretation of the SPIRAL wide-angle seismic profile across the Jijel margin (Mihoubi et al., 2014). The locations of the ocean-bottom seismometers (OBSs) and land stations are shown in red and green, respectively. The shaded region indicates the seismic raypath coverage through the best-fit seismic model.

by Domzig (2006) revealed a narrow continental platform with a very steep slope. A major escarpment that is a few tens to a hundred meters high has been identified along the bottom slope, 15–30 km from the coast (Fig. 1bFigs 1b and **2**). The deep basin (2400–2600 m) is ~20 km from the coast. Several submarine canyons have been identified between Jijel and Collo, with numerous sedimentary waves in the deep basin. The lithological study of the turbidity currents was used as a tool to constrain the recurrence interval of major earthquakes in this area (Domzig, 2006).

Domzig (2006) identified four *en echelon* faults from the bathymetry map and SPIRAL seismic profiles that can be traced to near the foot of the slope (or in the lower slope; Fig. 2). These segments are thrust faults dipping 40° SSE related to asymmetrical folds which produce the growth of a basin on its backlimb that is tilted towards the continent.

The western segment (*WS*) is a N75E-oriented, ~25-km-long fault segment. The central segment (*CS*) is a N85E-oriented, ~35-km-long fault segment. The eastern segment (*ES*) is a N75E-oriented, 40–45-km-long fault segment. Yelles-Chaouche et al. (2009b) showed that the 1856 Djidjelli tsunami could have been generated by the simultaneous rupture of these three fault segments (Table 1). The fourth and last segment is not clearly related to deeper fault activity, with its formation linked to salt tectonics (Domzig, 2006, Fig. 2).

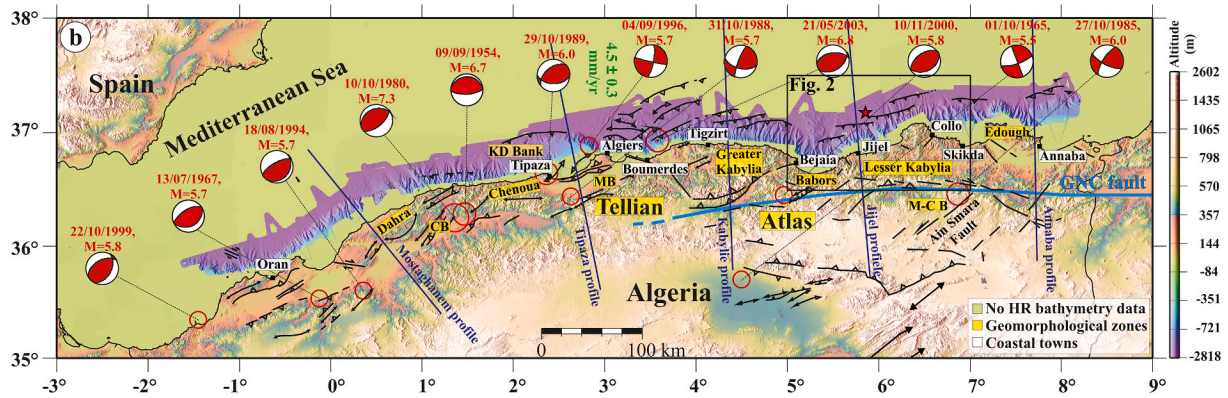


Fig. 1b. Seismotectonic map of northern Algeria, showing the main active faults observed in the Tellian Atlas (from Vila, 1980; Meghraoui, 1988; Domzig, 2006; Yelles-Chaouche et al., 2009b; Kherroubi et al., 2009), as well as the large earthquakes (M ≥ 5.5) and their focal mechanisms (Harvard: https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html). The Neogene seismogenic basins (CB: Cheliff basin, MC: Mitidja basin, and M-CB: Mila-Constantine basin) are labeled. KD bank is the Khay Al-Din bank. The blue solid line shows the major active GNC (Ghardimaou–North Constantine) Fault that was constrained using geodetic data (Bougrine et al., 2019). The high resolution (HR) bathymetry data are extracted from the MARADJA surveys, and the topographic relief is extracted from ETOP01 1-min global relief (www.ngdc.noaa.gov). Green numbers are the variations in the relative movement of Nubia to Eurasia at the longitude of Algiers. The red star represents the epicenter of the 2019 mainshock. The five purple lines indicate the locations of the SPIRAL wide-angle seismic profiles, with the Jijel profile interpretation (Mihoubi et al., 2014) shown in (c).

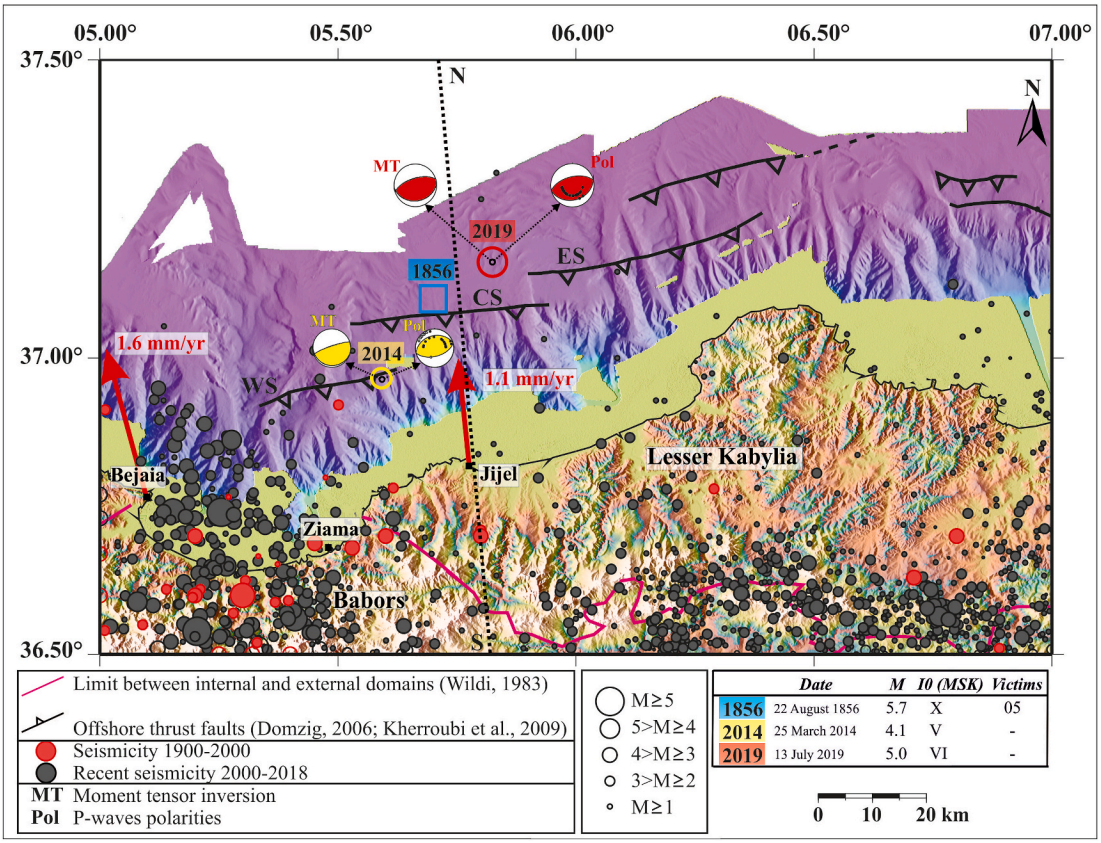


Fig. 2. Bathymetry of the Jijel region, showing the four overlapping seismic structures that are assumed to be active (Domzig, 2006; Kheroubi et al., 2009). The three fault segments, labeled *WS* (west segment), *CS* (central segment), and *ES* (east segment), are inferred to be the origin of the 1856 earthquake and associated tsunami in Yelles-Chaouche et al. (2009b). Regional epicenters from CRAAG seismic catalogues for the 1900–2018 period are plotted with filled circles. The focal mechanisms (this study) for the two largest seismic events (2014 in yellow, 2019 in red; see text) are shown, with both the *P*-wave polarity (Pol) and moment tensor inversion (MT) solutions shown. Red arrows represent the GPS velocities with respect to a fixed Eurasian Plate, and are taken from Bougrine et al. (2019). The dotted line indicates the location of the SPIRAL Jijel profile (Mihoubi et al., 2014).

Table 1
Parameters of three main fault segments, estimated from bathymetric data and seismic profiles (Yelles-Chaouche et al., 2009b).

	Lon (°E)	Lat (°N)	Fault centoid depth (km)	Slip (m)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Half length (m)	Width (m)	Shear modulus (Pa)
West	5.48	36.95	10	1.0	75	40	90	12500	20000	$4.5\ 10^{10}$
Centre	5.75	37.08	10	1.5	85	40	90	18500	20000	$4.5\ 10^{10}$
East	6.15	37.18	10	1.5	75	40	90	22000	20000	$4.5\ 10^{10}$

The SPIRAL wide-angle seismic profile across the offshore Jijel region in Mihoubi et al. (2014) provides an unprecedented view of the sedimentary and crustal structure of the margin (Fig. 1c). From the seismic velocity model obtained from the N–S cross-section, which resolves the structure and thickness of each layer, it is suggested that the crustal flexure, highest at the southern tip of the ocean–continent transition zone, is associated with a possible future subduction (Mihoubi et al., 2014). At the present time, deformation is characterized by the interplay between gravity-driven mobile salt creep and active thrusting at the foot of the tectonically Algerian margin (Mihoubi et al., 2014).

In the Jijel region, the present seismic activity suggested by Algerian catalogs seems relatively low, with on land activity primarily concentrated along the southern suture between the internal and external domains (Fig. 2).

Since installation of the Algerian Digital Seismic Network (ADSN) in 2007 (Yelles-Chaouche et al., 2013b), many seismic events have been recorded along the coastline between Bejaia and Jijel: examples include the 2012–2013 Bejaia earthquake sequences (Boulahia et al., 2019), 2014 Ziama Earthquake, and 2019–2020 Jijel earthquakes.

3. Data acquisition, methodology, and analysis

The 2019 Jijel earthquake sequence lasted 2 days, including the mainshock and a small number of aftershocks, with 14 events recorded in the sequence. It was first detected by permanent stations in the Algerian Digital Seismic Network (ADSN), which comprises Geodevice BBVS-60 and Streckeisen STS-2 broadband sensors coupled to Geodevice EDAS-24IP and Quanterra (Kinemetrics) Q330 digitizers, respectively, and Kinemetrics SS-1 Ranger short-period seismometers (f_c = 1.0 Hz) coupled to Quanterra Q330 digitizers. Three days later, the network was reinforced and densified by a temporary network of three-component portable digital seismograph stations deployed along the Jijel coast, although the distance between the epicenter and the coastline was ~40 km (SP01; Fig. 3). The three stations in the temporary network were equipped with Omnirecs CUBE3 24-bit digitizers and Mark Products L22 sensors (f_c = 2.0 Hz), augmented with solar panels and operated in continuous acquisition mode at a sampling rate of 100 Hz.

Nonlinear methods based on the formulation of Tarantola and Valette (1982) are preferred by seismologists for improving the earthquake locations for smaller numbers of events. We used the NonLinLoc

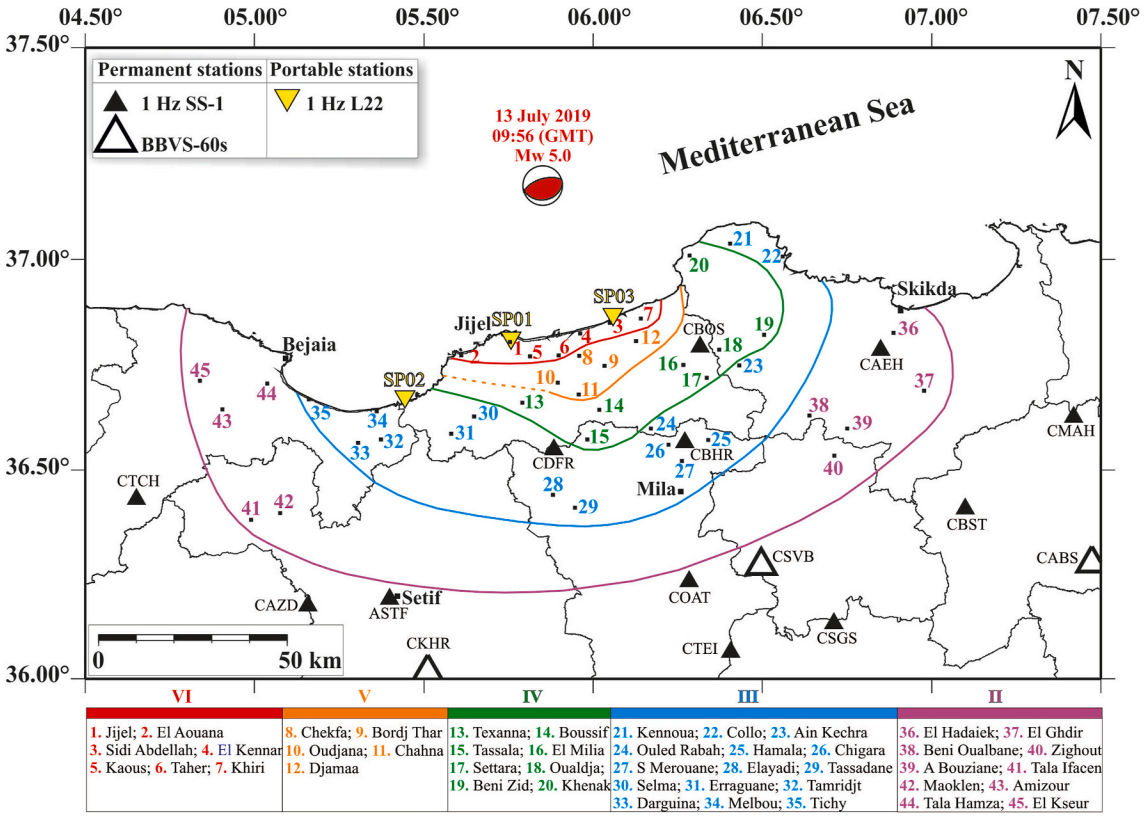


Fig. 3. EMS-98 isoseismal map of the 2019 Jijel Earthquake. A maximum intensity of I_0 = VI was recorded in the epicentral area. Black squares with numbers indicate localities where EMS-98 questionnaires were obtained; the location names are given in the key below the figure. Black, white, and inverted yellow triangles represent permanent short-period stations, permanent broad-band stations, and temporary short-period stations, respectively.

program (Lomax et al., 2017) with a velocity model based on the Jijel profile (Mihoubi et al., 2014), one of the five deep seismic profiles of the SPIRAL project. The chosen velocity model consisted of five layers with *P*-wave velocities varying from 3.3 to 8.1 km/s at 0–30 km depth and a *Vp/Vs* ratio of 1.75 (Table 2). We defined acceptable locations as those possessing a root-mean-squared (RMS) error of <0.3 s, and horizontal (ERH) and vertical (ERZ) errors of <3 km each. To refine the relative locations of events within the cluster, we relocated them using the HypoDD algorithm of Waldhauser and Ellsworth (2000).

We calculated the focal mechanisms for events with at least seven clear *P*-wave polarities using the SPHERA program (Rivera and Cisternas, 1991). We used the waveform modeling method and software of Yagi and Nichimura (2011)to calculate the seismic scalar moments, M_0, moment magnitudes, Mw, and focal mechanisms of the 2014 and 2019 mainshocks. We used nine broadband stations (three-component seismogram records; Fig. 4a and **b**) to estimate the moment tensor solution. We corrected the observed raw data for the seismometer responses and converted them to ground velocity motions. We analyzed 100–180 s of continuous waveforms for each studied mainshock. We filtered the data at relatively low frequencies (0.02–0.07 Hz) to mitigate the effect of local velocity structure heterogeneities and produce the best fit between the observed and synthetic waveforms (Fig. 4a). We then down-sampled the data to 1 Hz. We calculated the Green's Functions using the discrete wavenumber method developed by Kohketsu (1985) and the velocity model determined from the Jijel wide-angle seismic profile (Mihoubi et al., 2014), and used them in the waveform inversion (100–180-s-long three-component broadband waveforms). We assigned a quality factor to each moment tensor solution that was based on the number of stations used during the inversion and the goodness of fit between the synthetic and observed data.

We used the Win–Tensor program (Delvaux et al., 1997; Delvaux and Sperner, 2003; Delvaux and Barth, 2010) to investigate the current stress field in the offshore Jijel region. The input data were pre-processed using the improved Right Dihedron method, which was initially developed by Angelier and Mechler (1977); this method provides the initial and approximate stress tensors as initial values for a rotational optimization algorithm.

We performed *P*-wave spectral analysis using the MATLAB code developed by Abacha et al. (2018), which is based on a circular seismic source model (Brune, 1970, 1971), to estimate the source parameters of the 2014 and 2019 mainshocks. The MATLAB code picks the low-frequency displacement spectral level, Ω, and corner frequency, f_c, that minimize the difference between the theoretical and observed displacement spectra, thereby avoiding the subjectivity that is inherent in the visual determination of these parameters. The average seismic moment, source radius, and stress drop values are then estimated using the formulae of Archuleta et al. (1982).

We then modeled the static stress transfer in an elastic half-space (Okada, 1992) using COULOMB 3.3 (Lin and Stein, 2004; Toda et al., 2005) to investigate the triggering relationship between the 2014 and 2019 mainshocks. We assessed the stress changes on either a specified or optimally oriented strike-slip fault caused by slip on a source fault in a homogenous, elastic, Poissonian half-space with a modulus of rigidity of 33 GPa, Young's modulus of 80 GPa, and Poisson's ratio of 0.25. We

Table 2
Seismic velocity model used in this study (after Mihoubi et al., 2014).

Depth (km)	V_p (km s^{-1})	V_s (km s^{-1})	Density (kg m^{-3})
0.0	3.30	1.90	2.00
0.6	4.50	2.60	2.30
2.0	5.50	3.18	2.50
5.0	6.50	3.75	2.90
30.0	8.10	4.68	4.68

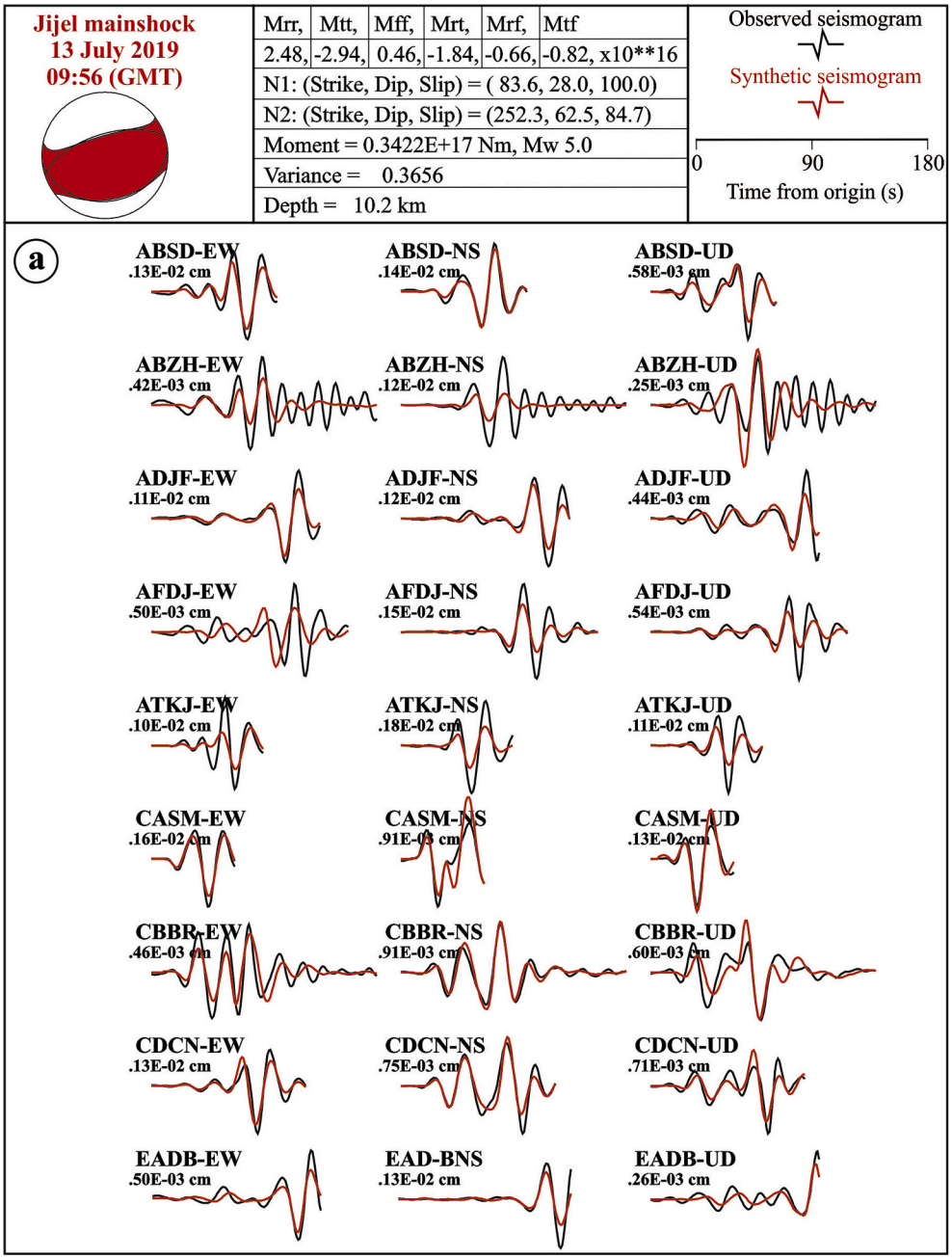


Fig. 4a. Moment tensor solution and best-fit waveforms for the July 13, 2019 Mw 5.0 Jijel Earthquake. Black and red lines represent the observed and synthetic data, respectively. Values in the legend at the top represent moment tensor parameters, best-fit fault-plane solutions, scalar moment M_0, Mw, variance, and focal depth. The text labels on each trace are the amplitudes, in cm.

tested different values of the effective friction coefficient, μ', over the 0.2–0.8 range. Our results revealed that the static stress changes were not strongly dependent on the adopted friction coefficient values; we therefore chose μ' = 0.4 based on recent Algerian studies (King et al., 1994; Semmane, 2005; Lin et al., 2011; Kariche et al., 2017; Khelif et al., 2018; Yelles-Chaouche et al., 2018).

4. Results

4.1. Mainshock and waveform modeling

The first shock (M_d 4.9/Mw 5.0) occurred on July 13, 2019 at 09:56 UTC. No building damage or fatalities occurred due to the relatively remote location, 40 km north of Jijel City. It was felt in several provinces across northeastern Algeria, including Jijel, Bejaia, Skikda, Mila, and Setif, up to 120 km from the epicenter (Fig. 3). A maximum EMS-98 intensity of VI was estimated in the epicentral area, based on eyewitness reports and the testimony of one co-author of the present work who was present in the area during the earthquake. The isoseismal map (Fig. 3) shows roughly ENE–WSW orientation that agree with the fault segment trend and focal mechanism solutions (Fig. 2); this map is similar to that obtained for the 1856 Djidjelli Earthquake (Harbi et al., 2003).

Based on the seismic records collected by the Algerian Digital Seismic Network (ADSN) and European stations, including two stations (CART and MAHO) from the GEOFON Seismic Network (GEOFON Data Centre (1993): GEOFON Seismic Network. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ. Other/Seismic Network. https://doi.org/10.14470/TR560404) and one (SU26) from INGV national network

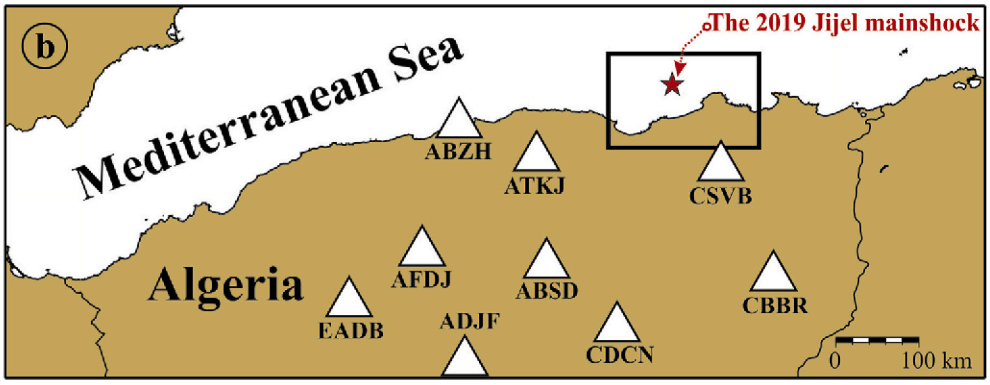


Fig. 4b. The nine broadband stations used in the moment tensor inversion. The black box outlines the study area.

(INGV Seismological Data Centre. (2006). Rete Sismica Nazionale (RSN). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Italy. https://doi.org/10.13127/SD/X0FXNH7QFY), the mainshock epicenter was located 40 km north of Jijel City (5.81°E, 37.16°N), at 10 km depth. A focal mechanism was calculated using the *P*-wave first-motion polarities that were detected on the vertical-component channels of 50 stations. The best-fit solution corresponds to thrust slip for the N75E-striking nodal plane and reverse slip for the N256E plane; this is close to the solutions determined by international seismological agencies (GFZ and INGV: https://www.emsc-csem.org/Earthquake/tensors.php; Table 3).

The greatest variance reduction (64%) between the observed and synthetic seismograms during the waveform modeling was obtained for a 10.2 km source depth and estimated seismic moment of $M_0 = 3.4 \times 10^{16}$ Nm, corresponding to Mw 5.0 (Fig. 4a). The solution corresponds to thrust fault movement with a first nodal plane with a N84E strike, 28SSE dip and rake of 100°, consistent with an approximately E–W-oriented thrust fault; the second plane (N252E strike and 62 S dip), is consistent with an E–W-oriented reverse fault. This solution is similar to those determined via *P*-wave first-motion polarities and other international seismological agencies (Table 3), and looks like the fault plane solutions of previous events along the Algerian margin, such as the Mw 6.0 Tipaza Earthquake of October 29, 1989 (Bounif et al., 2003), Mw 6.8 Boumerdes Earthquake of May 28, 2003 (Yelles-Chaouche et al., 2004), and Mw 5.5 Algiers Earthquake of August 1, 2014 (Yelles-Chaouche et al., 2018). This pure thrust solution indicates that the margin off Jijel is undergoing compression.

The 2019 Mw 5.0 Jijel Earthquake was preceded by an Mw 4.1 event on March 25, 2014, ~20 km north of Ziama Village, a few kilometers west (30 km) of Jijel City, on the eastern edge of *WS*; its focal mechanism solution indicates slip along a SSE-dipping reverse fault, while the moment tensor inversion solution indicates slip along a SSE-dipping thrust fault (Fig. 2 and **Table 4**).

4.2. Aftershock analysis

In contrast to some other moderate Algerian events, such as the 2010 Beni–Ilmane Earthquake (Yelles-Chaouche et al., 2013a) and 2014 Algiers Earthquake (Yelles-Chaouche et al., 2018), which were associated with 1406 and 576 aftershocks, respectively, the Jijel sequence comprised only 14 events, including the mainshock, during a two-day period. The activity probably continued with minor events too far from the nearest station in the network, SP01 (40 km south of the epicentral area) to be recorded. Some events could also have escaped detection before the installation of the first portable station three days later after the seismic sequence began (no portables stations available).

In Fig. 5, we show that the map view of the aftershock distribution is located in the Jijel margin, along the continental slope; the distribution is consistent with a 4 km × 10 km zone that corresponds to the western extremity of *ES*. The vertical aftershock distribution is somewhat scattered, but clustered roughly at 5–10 km depth. From a NNW-SSE cross section perpendicular to the fault plane azimuth determined from the focal mechanism taking into account the aftershocks depth distribution and its projection to the surface, we have determined a 28°SSE dipping fault plane which correlate with one of the fault planes solution obtained by MT inversion (Table 2).

The seven focal solutions in Fig. 5 can be grouped into two main groups based on the nodal plane orientations. Three solutions (P axes with an approximately N–S azimuth), including the mainshock, have the most number of polarities and correspond to ~ E–W pure thrust faulting;

Table 3
Mainshock locations and focal mechanism solutions determined by different seismological observatories and studies: https://www.emsc-csem.org/Earthquake/tensors.php.

Agencies	Date	Origin Time	Magnitude	Epicenter		Depth	Plane 1			Plane 2			M_0	Solution
				lat	lon		strike	dip	rake	strike	dip	rake		
				(°N)	(°E)	(km)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(N.m)	
CRAAG (this study) P-waves polarities	2019-07-13	09:56:35.05	Md = 4.9	37.16	5.81	10.2	75.2	32.3	98.3	256.0	57.7	90.4	–	
CRAAG (this study) MT inversion	2019-07-13	09:56:35.05	Mw = 5.0	37.16	5.81	10.2	83.6	28.0	100.0	252.3	62.5	84.7	$3.4\ 10^{16}$	
GFZ	2019-07-13	09:56:37.00	Mw = 4.9	37.24	5.68	17.0	71.0	21.0	89.0	252.0	69.0	91.0	$2.4\ 10^{16}$	
INGV	2019-07-13	09:56:36.00	Mw = 5.0	37.20	5.70	10.0	58.0	12.0	75.0	253.0	78.0	93	$3.5\ 10^{16}$	

Table 4
Locations and focal mechanisms for the 2014 Ziama Earthquake determined by: (1) *P*-wave polarities and (2) moment tensor inversion.

Agencies	Date	Origin Time	Magnitude	Epicenter		Depth	Plane 1			Plane 2			M_0	Solution
				lat	lon		strike	dip	rake	strike	dip	rake		
				(°N)	(°E)	(km)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(N.m)	
CRAAG (this study) P-waves polarities	2014-03-25	00:12:47.47	Md = 4.1	36.96	5.59	5.3	75.4	54.6	90.3	254.9	35.4	89.6	–	
CRAAG (this study) MT inversion	2014-03-25	00:12:47.47	Mw = 3.9	36.96	5.59	5.3	105.7	10.7	123.8	251.2	81.1	84.4	8.4 10^{14}	

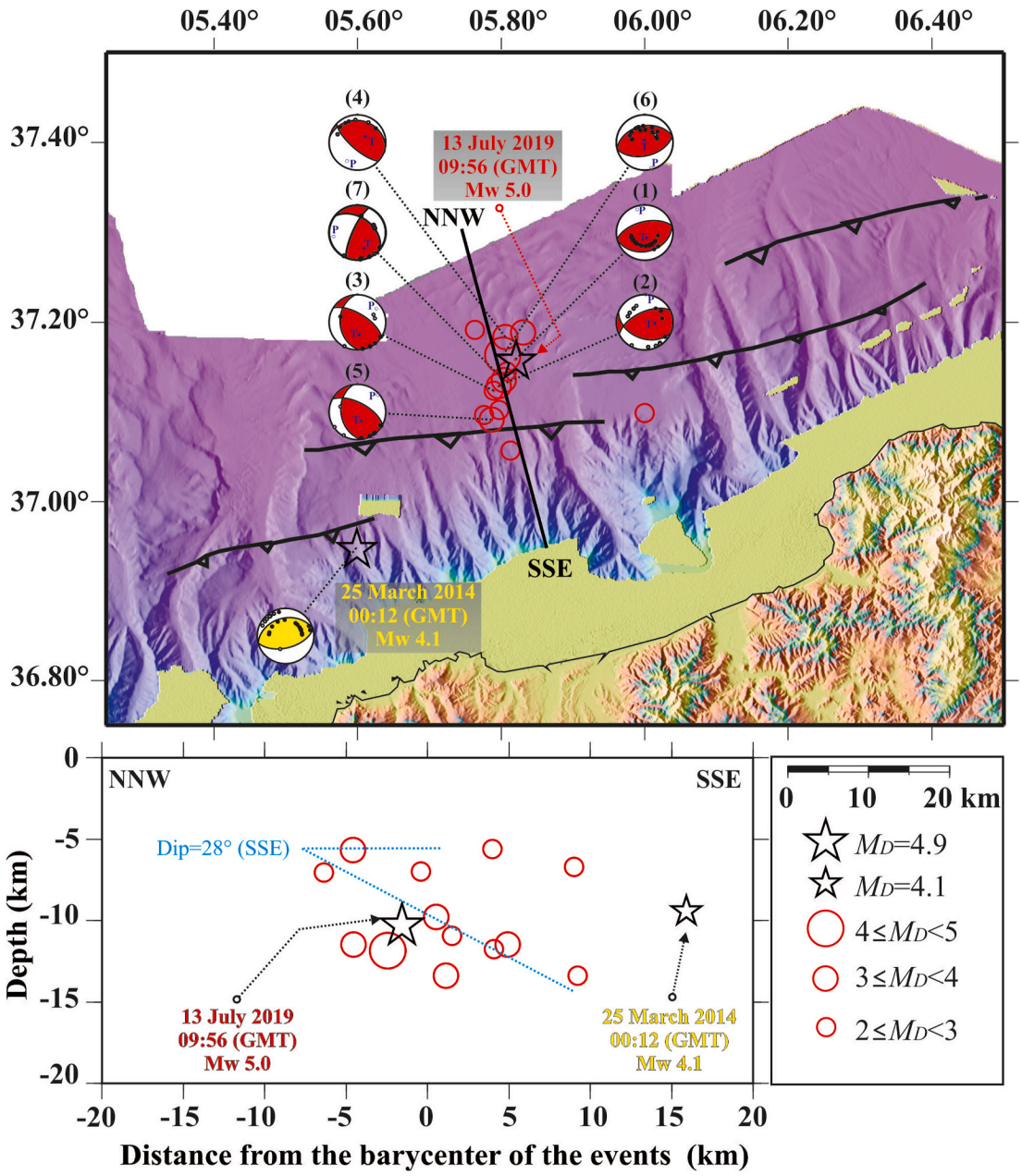


Fig. 5. Plan view (top) and cross-section (bottom) distributions of the 14 relocated events in the 2019 sequence, with the focal mechanisms for the July 13, 2019 Mw 5.0 mainshock, significant aftershocks, and March 25, 2014 Mw 4.1 mainshock shown (including the polarities, and P and T axes). The focal mechanisms are numbered as in Table 5.

the other four solutions (P axes with an approximately NE–SW azimuth) are less constrained, and show predominantly NW–SE reverse faulting with a small strike-slip component. The calculated solutions are given in Table 5.

Table 5
Fault plane solutions for the 2019 Jijel mainshock and six aftershocks.

N°	Date	Origin time	Md	Epicenter		Depth	Nodal plane 1			Nodal plane 2		
				lat	lon		strike	dip	rake	strike	dip	rake
				(°N)	(°E)	km	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)
1	2019-07-13	09 : 56: 35	4.9	37.16	5.82	10.2	75.2	32.3	98.3	256.0	57.7	90.4
2	2019-07-13	10 : 03: 17	3.1	37.13	5.80	13.4	112.1	41.2	130.0	244.0	59.7	60.6
3	2019-07-13	10 : 21: 03	2.9	37.12	5.79	10.9	176.0	38.8	137.1	301.9	64.7	59.5
4	2019-07-13	10 : 44: 08	3.0	37.18	5.80	5.7	132.3	71.5	101.3	280.0	21.5	59.6
5	2019-07-13	13 : 26: 52	2.8	37.09	5.79	11.5	171.9	41.6	135.7	298.0	62.4	57.5
6	2019-07-13	13 : 38: 11	4.0	37.16	5.80	11.8	76.3	50.1	89.7	256.9	39.9	90.4
7	2019-07-14	12 : 02: 56	3.1	37.13	5.80	9.8	203.7	76.4	133.0	307.9	44.7	19.6

4.3. Source parameters

We examined the 27 spectra from the three-component records of the 9 broadband stations to determine the source parameters of the 2014 and 2019 mainshocks. Fig. 6 shows an example of the displacement spectra for the *P*-wave seismograms. The average f_c, M_0, r, and $\Delta\sigma$ values, multiplicative error factors, EM_0 and Ef_c, and calculated mean Mw and U values are listed in Table 6. The seismic moments and moment magnitudes of the 2014 and 2019 mainshocks ($M_0 = 2.0 \times 10^{15}$ Nm, corresponding to Mw 4.1, and $M_0 = 3.0 \times 10^{16}$ Nm, corresponding

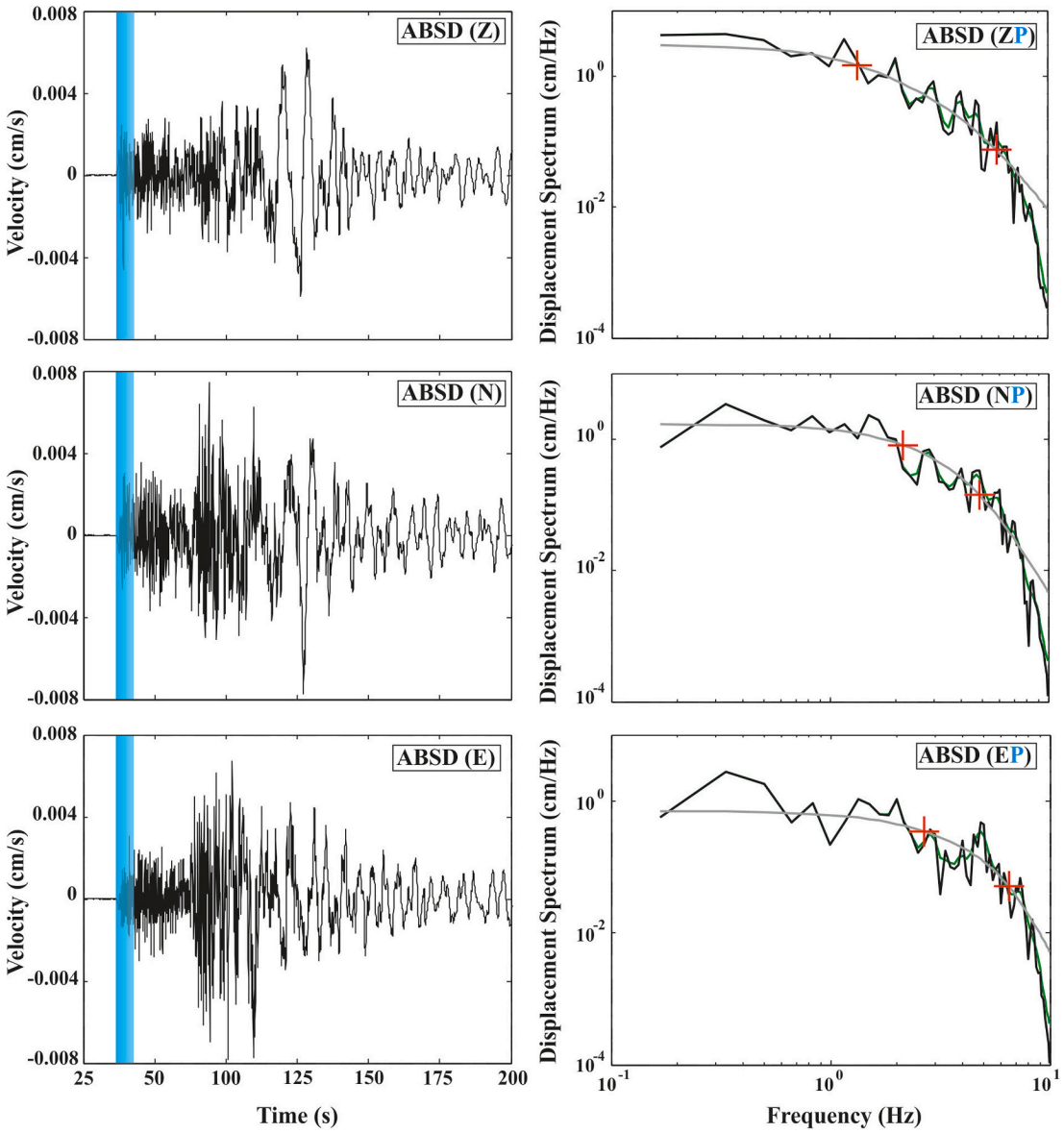


Fig. 6. Example displacement spectra at station ABSD. *Left panel*: Three-component instrumentally corrected velocity seismograms of the July 13, 2019 Mw 5.0 Jijel mainshock. Blue shaded areas indicate the time windows used for the *P*-wave trains. *Right panels*: Displacement spectra of the *P*-wave seismograms. Gray, black, and green lines are the fitted, observed, and smoothed spectra, respectively. Red crosses represent Ω_0 (lower frequency) and f_c (higher frequency).

Table 6
Average corner frequency (f_c), seismic moment (M_0), source radius (r), stress drop ($\Delta\sigma$), multiplicative error factors (EM_0 and Ef_c), and mean values of the moment magnitude (Mw) and displacement (U) values for the 2014 Ziama and 2019 Jijel earthquakes.

Event	f_c (*Hz*)	Ef_c	M_0 (*N. m*)	EM_0	$\Delta\sigma$ (*MPa*)	r (m)	U (m)	Mw
2014-03-25	3.36	1.20	$2.0\ 10^{15}$	1.36	6.21	0585	0.08	4.1
2019-07-14	1.72	1.11	$3.0\ 10^{16}$	1.41	7.86	1188	0.23	5.0

to Mw 5.0, respectively) are similar to the results of our moment tensor inversions and the estimates produced by various seismological centers (https://www.emsc-csem.org/Earthquake/tensors.php), including GFZ and INGV (see Tables 3 and 4).

4.4. Coulomb stress transfer

The Mw 5.0 Jijel Earthquake of July 13, 2019 and Mw 4.1 Ziama Earthquake of March 25, 2014 are the two largest recent events in the Jijel margin. They were probably generated by the same previously mentioned *en echelon* faults. We assumed a shear modulus of 3.2×10^5 bar, Poisson's ratio of 0.25, and friction coefficient $\mu' = 0.4$. The source parameters were previously determined for both faults (section 4.3). The change in Coulomb stress was calculated on the target fault segment assuming that the receiver fault that generated the Mw 5.0 is an E–W-aligned thrust fault with strike N75E and dip 32SSE.

The results shown in Fig. 7 indicate that the fault plane of the Mw 5.0 mainshock and associated aftershocks occurred within an area of increased Coulomb stress that possessed very small values (on the order of ±5 Pa).

4.5. Stress inversion

Fig. 8 shows 7 thrust-type focal solutions that were computed for the 2019 Jijel earthquake sequence, and an additional one thrust-type focal solutions from the 2014 Ziama Earthquake; 16 total planes are shown. Given the small number of focal mechanisms the quality was down to B and the waveform misfit function F5 = 10.6. An average slip deviation (α) of 14.5° was obtained; it is generally accepted that the slip deviations must be < 30° for the active fault to be compatible with the calculated stress tensor. The stress inversion resolved a subvertical σ_3 (plunge N76E/azimuth 169°) orientation, and subhorizontal σ_1 (N14E/356°) and σ_2 (N02E/266°) orientations. The *R'* index was used to characterize the tectonic stress regime (Delvaux et al., 1997), where $R' = 0$–1 for an extensional regime, 1–2 for a strike-slip regime, and 2–3 for a compressional regime. The present-day stress field is characterized by a compressional tectonic regime ($R' = 2.96 \pm 0.21$), which is in good agreement with previous stress studies of the Lesser Kabylia block–Babors chain (or Lesser Kabylia–Babors block) (Abacha and Yelles-Chaouche, 2018, 2019)

5. Discussion

The 2019 Mw 5.0 Jijel Earthquake occurred in a region of low to moderate seismic activity. This is the second-largest event to have occurred in the area, after the historic 1856 earthquake. Although the historic event has been well modeled (Yelles-Chaouche et al., 2009b), the tectonic link between these two events requires our attention. Do the two events belong to the same fault system? Although the epicentral location of the historic 1856 earthquake remains poorly constrained, varying from a coastal to an inland position, macroseismic studies and the occurrence of a moderate tsunami favor an offshore epicenter as for the recent 2019 Jijel Earthquake. This led to conclude that the two events were likely generated by the same faults system, the one mapped by the MARADJA 2 survey.

In other hand, the 2014 Ziama and 2019 Jijel earthquakes are the first moderate events off the Jijel city recorded by the ADSN seismic network. Through their occurrence, they demonstrated for the first time the seismic character of the Jijel margin already evidenced by the previous mapped fault segments. It is now more evident from the spatial aftershock distribution and focal mechanism solutions (Table 1) that 2019 Jijel Earthquake was generated by an ~ E–W thrust fault that is probably the western continuation of the *ES* segment. For the 2014 Ziama Earthquake (Table 1) we also conclude that the earthquake was triggered by an E–W thrust fault that might have been part of the *WS* itself (Fig. 9a). No such seismic activity has been detected east of the Jijel margin, from Collo to Annaba, highlighting that the eastern most part of the margin is still quiet.

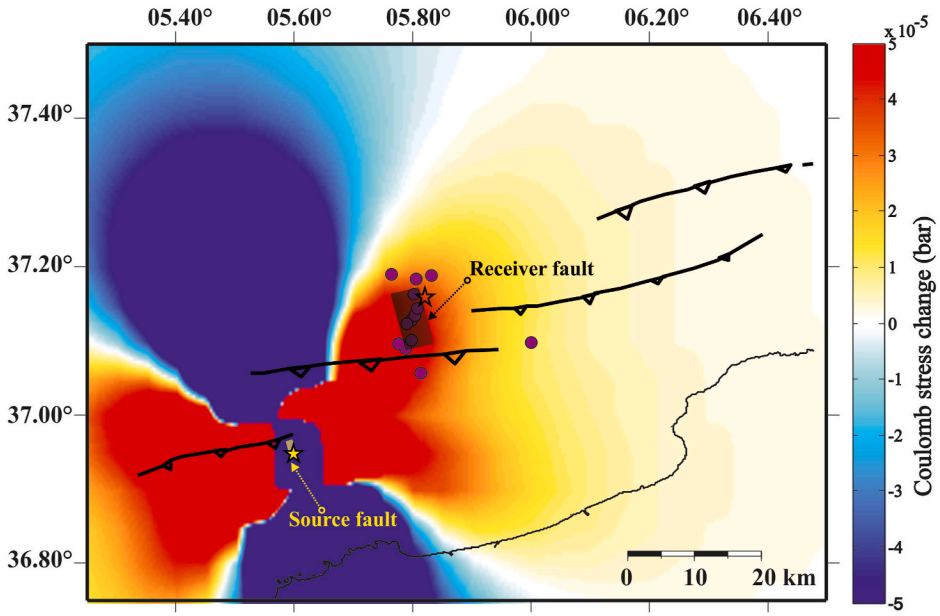


Fig. 7. Stress changes due to the March 25, 2014 Mw 4.1 Ziama Earthquake, which was associated with a E–W-aligned fault segment (yellow). The E–W-aligned thrust fault (strike N75E, dip 32SSE) of the July 13, 2019 Mw 5.0 Jijel Earthquake (red) and its aftershock distribution are also shown.

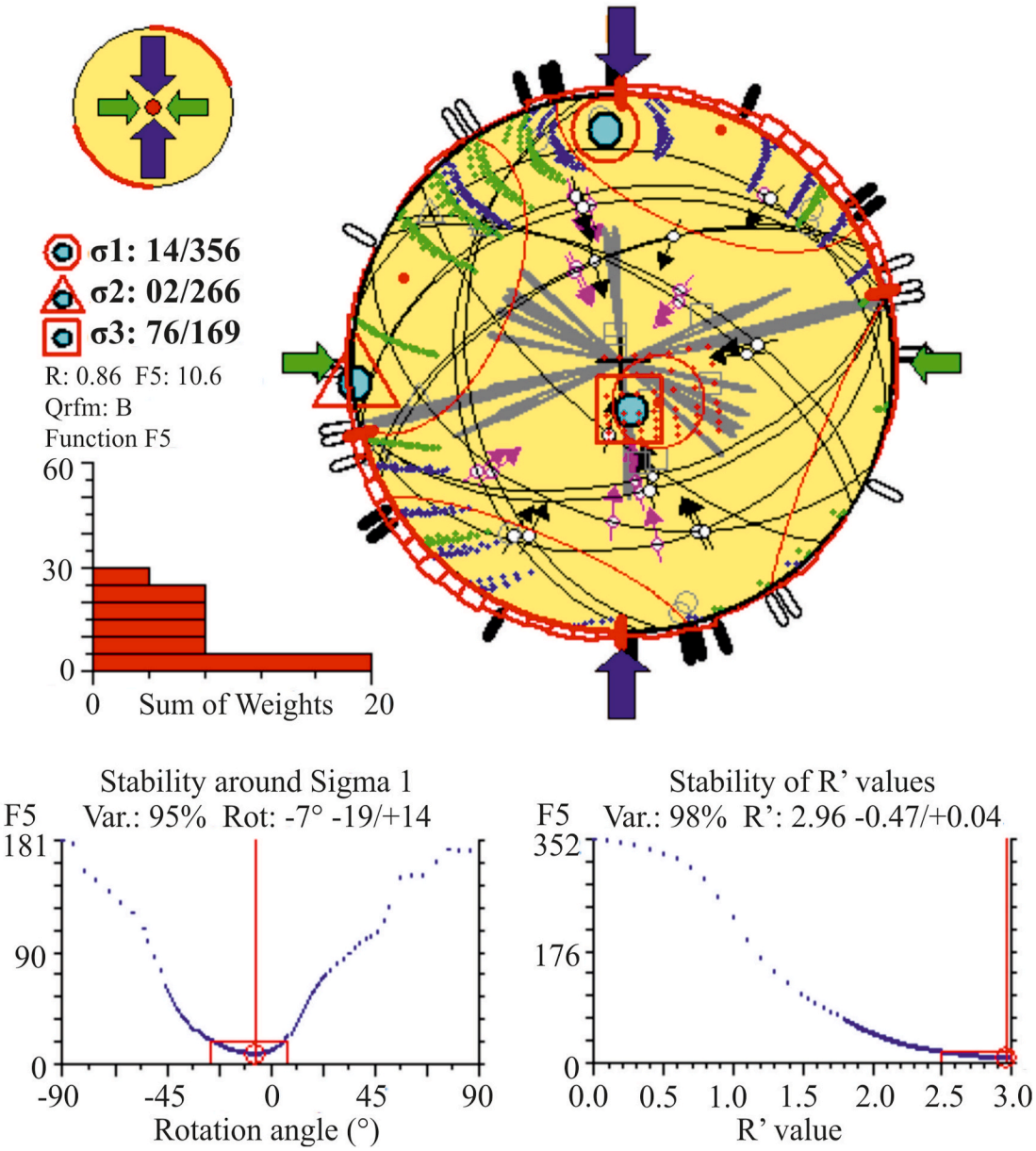


Fig. 8. Stress inversion result showing selected focal planes projected (black lines) onto the lower hemisphere (Schmidt stereographic projections) with the three principal stress axes (σ_1: circle, σ_2: triangle, and σ_3: square) and horizontal stress axes (SHmax: blue arrows and SHmin = green arrows). Stress symbols show the horizontal stress axes. The histogram represents the distribution of the misfit function F5, linearly weighted by the event magnitudes. QRfmt is the Quality Ranking for focal mechanism solutions for stress data records from formal stress inversions.

The Jijel and Ziama earthquakes have also provided evidence of south-dipping active faults, as observed for the 2003 Boumerdes Earthquake (Yelles-Chaouche et al., 2004; Déverchère et al., 2005) and 2014 Algiers Earthquake (Yelles-Chaouche et al., 2018). This deformation pattern confirms the model proposed by Yelles-Chaouche et al. (2018) for the Algiers region and Hamai et al. (2015, 2018) for the northern Algerian margin, which favor an incipient subduction zone model for this region. All of the fault scarps that have been mapped along several segments of the margin are representative of active deformation processes through major thrust faults that cause uplift along the margin, as observed during the 2003 Boumerdes Earthquake (Meghraoui et al., 2004).

How the regional deformation (Africa–Europe *convergence*) is distributed in the Jijel region. To answer to this question, we first consider that the convergence rate of 4.5 ± 0.3 mm/yr (Nocquet et al., 2006) and applied stress of $\leq 3.6 \times 10^{-2}$ bar (Ouyed, 2005) along the Algerian margin imply that the applied stress is at most equal to 1.2×10^{-2} bar on the Jijel offshore thrust faults for a convergence rate of 1.5 mm/yr (Fig. 9a). The variation in tectonic stresses across northern Algeria has been estimated at ~0.04 bar/yr (Ouyed, 2005) and ~0.01 bar/yr in the Jijel offshore region. These low values do not influence the slow deformation process in our study zone, where the submarine region accommodates <1/3 of the convergence rate; this could explain the period of ~150 years between the two historical and recent events. These results confirms that the active deformation in Algeria is mostly expressed in the continental part of eastern Algeria, from the coastal region to the Saharan Platform, with limited seismic activity observed in the offshore part (Bougrine et al., 2019) (See Fig. 9b)

The occurrence of the two Jijel and Ziama earthquakes let us to consider a probable link between these two events in term of energy transfer. To focus on this, our Coulomb stress change analysis indicates that the fault plane of the 2019 Mw 5.0 Jijel Earthquake and its

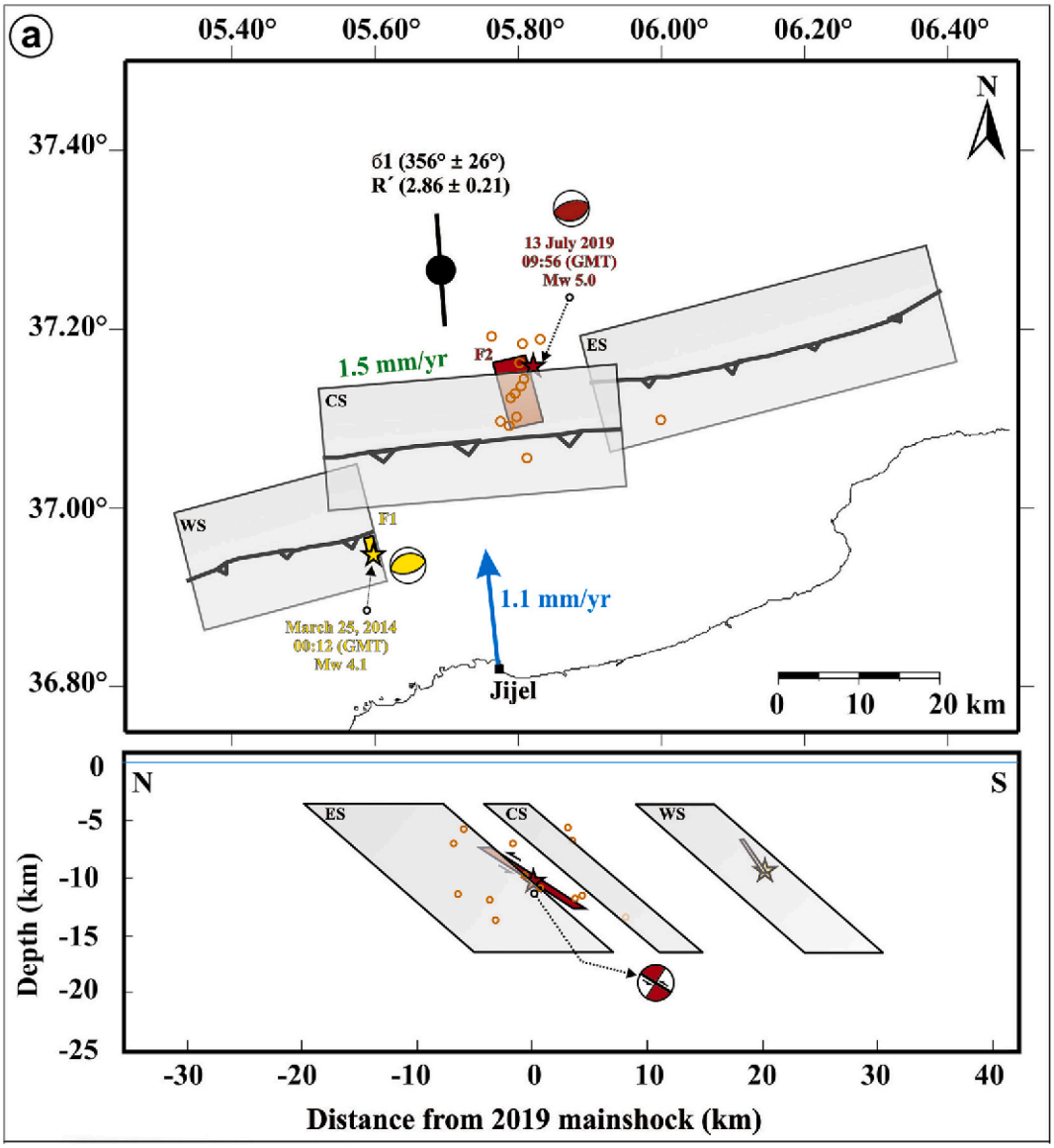


Fig. 9a. Tectonic context of the study area, including the newly identified Jijel faults determined in the present study. Red and yellow represent the 2019 and 2014 earthquakes, respectively. Gray rectangles represent the *ES*, *CS*, and *WS* fault segments, with the key details of each segment provided in Table 1 (Yelles-Chaouche et al., 2009b). Numbers show the horizontal displacement rates along the offshore faults, in mm/yr. The blue arrow represents the GPS velocity (Bougrine et al., 2019).

associated aftershocks occurred within an area of increased Coulomb stress that have very small values (on the order of ±5 Pa). The fault interactions, as evidenced by the static stress changes, showed that these 'triggers' caused small variations in the static stress field (<0.1 bar) that have capacity of reactivating nearby faults, close to failure (Toda et al., 1998; Ziv and Rubin, 2000; Marsan, 2005). We note that previous studies (Nandan et al., 2016; Ogata, 2005; Ziv and Rubin, 2000) have also shown evidence for a minimum static stress field variation threshold that is necessary for triggering events. Specifically, Ziv and Rubin (2000) found significant triggering for Coulomb stress changes of <0.01 bar. Previous studies have also provided empirical evidence that smaller earthquakes can play an important role in earthquake triggering (e.g., Marsan, 2005). However, there are no substantial arguments that favor the potential of the 2014 Mw 4.1 Ziama Earthquake to trigger the 2019 Mw 5.0 Jijel Earthquake, except the distance of ~20 km that separates them. Our analysis reveals that the Coulomb stress variations caused by the two faults that generated the 2014 and 2019 earthquakes loaded the *ES*, *WS*, and the western half of the *CS*, each of which could then produce its own earthquakes (Fig. 10). However, it is clear that all three segments were required to produce the 1856 earthquake based on rupture process. In this study the rupture concerns each segment. This means that the rupture process could be different from one seismic event to the other.

The maximum compressive stress N356E determined is in good agreement with previous stress studies of the Lesser Kabylia–Babors block, which provide orientations of N359E for the Bejaia region and N345E for the Sidi Dris region (Fig. 9b; ~60 km southeast of Jijel City; Boulahia et al., 2019; Abacha and Yelles-Chaouche, 2018, 2019; Bendjama et al., 2021). These previous studies concluded that the stress field variations in northeastern Algeria is due to clockwise rotation of the stress and velocity fields in the Lesser Kabylia–Babors block, situated between two major structures: the GNC Fault and eastern offshore faults, including the three segments of the Jijel system. In other word, this "rotation" of inferred principal stresses would be perfectly consistent with strain partitioning, with pure thrust slip along of offshore faults system and pure right lateral strike slip along the southern fault (GNC fault) bounding this block. Bougrine et al. (2019) reach similar

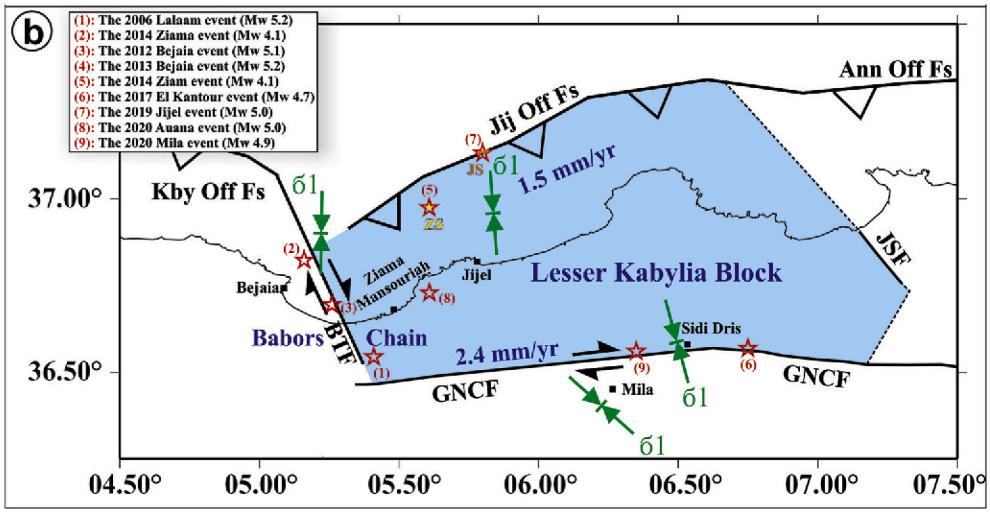


Fig. 9b. Schematic model of the seismotectonics of the Lesser Kabylia Block. Active faults are represented by black solid lines. JS: 2019 Jijel segment (this study); ZS: 2014 Ziama segment (this study); BTF: Babors Transverse Fault (Boulahia et al., 2019); GNCF: GNC Fault (Bougrine et al., 2019); JSF: Jebel Safia Fault (Vila, 1980); Ann, Jij, and Kby Off Fs: Annaba, Jijel, and Kabylie offshore faults, respectively (Kheroubi et al., 2009; Yelles-Chaouche et al., 2009b; Domzig, 2006). Earthquakes are represented by stars. Dashed lines represent the eastern limit of the Lesser Kabylia Block. σ_1 indicates the maximum principal stress axes for the Mila (Semmane et al., 2012), Bejaia–Babors (Boulahia et al., 2019), and Jijel (this study) regions.

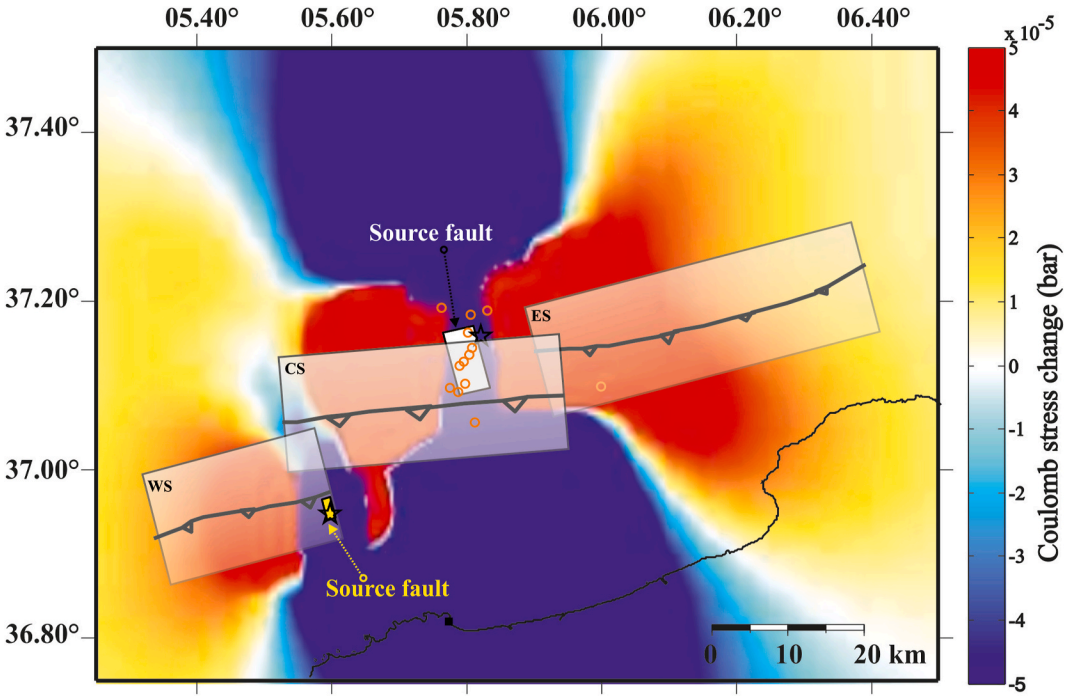


Fig. 10. Calculated Coulomb stress changes due to the 2014 Ziama and 2019 Jijel earthquakes along the *CS* receiver fault. The plotted earthquake and fault locations are the same as in Fig. 7.

conclusions by reorienting the velocity fields calculated at Jijel station (CJIJ) (Fig. 9a).

The active tectonics of the Lesser Kabylia is a topic of critical importance for regional seismic hazard assessments. We have benefited from the occurrence of many recent continental seismic events, in addition to the two studied offshore events. These many recent earthquakes gave us the opportunity to better constrain the seismotectonic context of the Lesser Kabylia region and Jijel margin. Among them, four moderate shocks were recorded as part of a seismic sequence between 2012 and 2013 in the Gulf of Bejaia (50 km west of the epicentral area), revealing the newly named Babors Transverse Fault (BTF; Boulahia et al., 2019). This NW–SE-striking feature lies west of the *en echelon* system of thrust faults along the Jijel margin (*WS*, *CS*, and *ES*) and bounds the Lesser Kabylia block in the west (Fig. 9b). The Mw 5.0 earthquake on January 24, 2020 near El Aouana, a small village 10 km west of Jijel, provides an opportunity to better characterize the western border of the Lesser Kabylia Massif in relation to the Babors Chain (Fig. 9b). The Mw 4.9 earthquake in the Mila region on August 7, 2020, and M 5.2 earthquake near El Harrouch (tens of kilometers east of Mila) on November 22, 2020 reflect the seismic activity of the southern border of the Lesser Kabylia through the main GNC Fault. The record of these events indicate that the seismic activity in the Jijel region is concentrated mainly around the Lesser Kabylia block from these recent events, with no seismic activity detected inside this block.

We can assume from these results that the Lesser Kabylia block resulted from the breakup of the AlKaPeCa block (Fig. 9b), and now acts on the continent as a small-scale compact block, similar the Khayr Al-Din Bank in the Algiers region (Yelles-Chaouche et al., 2009a). We explain this phenomenon by (1) the rigidity of the block due to the Paleozoic geological formations, (2) the lack of seismicity inside the block, and (3) the repartition of active deformation around the block through major faults. This phenomenon is also observed for the Greater

Kabylia block, where the seismicity surrounds the block through major faults. We assume also that through the collision of the Kabylian blocks along the African Plate and the inversion of the margin deformation process, a progressive migration of the plate limit have occurred, from the north dipping suture the GNC land fault system to the Quaternary south dipping Jijel offshore fault system, with the triggering of an incipient subduction zone (Yelles-Chaouche et al., 2009a).

6. Conclusions

This study is major step in the knowledge of the active deformation process along the Eastern Algerian margin. It completes the previous results obtained from MARADJA and SPIRAL projects where the faults system have been identified.

The 2019 Mw 5.0 Jijel Earthquake is the first well-recorded moderate earthquake in a low seismic activity region since the historic 1856 earthquake. Some of the neighboring regions (Skikda, Annaba) are still seismically quiet, with no records of seismic activity, even though evidence of an active deformation pattern has been identified on the seafloor in the offshore region (Kherroubi et al., 2009). The Jijel and Ziama earthquakes permitted us to decipher the precise locations of the active fault system off the block of the Lesser Kabylia Massif, and discuss the probable link with the historic 1856 Jijel Earthquake.

Our data analysis indicates that the Jijel and Ziama earthquakes occurred on an ~ E–W-striking, ~S-dipping thrust fault system whose *ES* and *WS* were initially identified by the MARADJA project.

Our Coulomb stress change analysis indicates that there is no evidence of a triggering process between the 2014 and 2019 earthquakes. Despite this, we do not exclude the possibility of an ongoing progressive rupture of the three *en echelon* fault system, which is close to failure and could be activated by a small stress variation, as modeled for the 1856 earthquake.

The stress tensor determination suggests clockwise rotation of the stress field from NW–SE to N–S, and that the GNC fault system plays a major role in absorbing the strike-slip deformation.

The 2019 Jijel and 2014 Ziama earthquakes are both indicators of active deformation in the Jijel margin. Their occurrence supports the hypothesis that the Algerian margin is dominated by a convergence process marked by inversion of the margin and initiation of a subduction zone, as inferred by the MARADJA and SPIRAL projects. The Lesser Kabylia block could play a small-scale rigid block, assuming progressive migration of the plate boundary from the late Miocene to the Quaternary.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

We would like to thank the Editor Prof Mohamed G Abdelsalam, the Associate Editor Barbara Tewksbury and anonymous reviewers for their valuable comments and suggestions. We also thank the GEOFON Seismic Network (GFZ. Other/Seismic Network https://doi.org/10.14470/TR560404), the Instituto Geografico Nacional (Spanish Digital Seismic Network [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks. https://doi.org/10.7914/SN/ES) and the INGV national network (https://doi.org/10.13127/SD/X0FXNH7QFY) for providing us the seismic records.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104149.

References

Abacha, I., Boulahia, O., Yelles-Chaouche, A.K., Semmane, F., Beldjoudi, H., Bendjama, H., 2018. The 2010 Beni-Ilmane, Algeria, earthquake sequence: statistical analysis, source parameters, and scaling relationships. J. Seismol. https://doi.org/10.1007/s10950-018-9800-7.

Abacha, I., Yelles-Chaouche, A.K., 2018. (Personal communication). Overview of recent seismic activity in Northeastern Algeria. November 12-15. In: 1st Conference of the Arabian Journal of Geosciences (CAJG2018) (Hammamet, Tunisia).

Abacha, I., Yelles-Chaouche, A.K., 2019. Overview of recent seismic activity in northeastern Algeria. On Significant Applications of Geophysical Methods 203–206. https://doi.org/10.1007/978-3-030-01656-2_46.

Abbassene, F., Chazot, G., Bellon, H., Bruguier, O., Ouabadi, A., Maury, R.C., Déverchère, J., Bosch, D.C., Monié, P., 2016. A 17 Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: evidence from Bougaroun (northeastern Algeria) and geodynamic implications. Tectonophysics. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.013.

Aidi, C., Beslier, M.O., Yelles-Chaouche, A.K., Klingelhoefer, F., Bracene, R., Galve, A., Bounif, A., Schenini, L., Hamai, L., Schnurle, P., Djellit, H., Sage, F., Charvis, P., Déverchère, J., 2018. Deep structure of the continental margin and basin off Great Kabylia, Algeria – new insights from wide-angle seismic data modeling and multichannel seismic interpretation. Tectonophysics 728, 1–22.

Altamimi, Z., Métivier, L., Rebischung, P., Rouby, H., Collilieux, X., 2017. ITRF2014 plate motion model. J. Geophys. Res. 209, 1906–1912.

Angelier, J., Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: La méthode des dièdres droits. Bull. Soc. Osor. Fr. 7 (19), 1309–1318.

Archuleta, R.J., Cranswick, E., Mueller, C., Spudich, P., 1982. Source parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California, earthquake sequence. J. Geophys. Res. 87, 4595–4697.

Argus, D., Gordon, R., DeMets, C., 2011. Geologically current motion of 56 plates relative to the no–net–rotation reference frame. G-cubed 12, Q11001.

Badji, R., et al., 2015. Geophysical evidence for a transform margin offshore Western Algeria: a witness of a subduction-transform edge propagator ? Geophys. J. Int. 200, 1029–1045. https://doi.org/10.1093/gji/ggu454.

Benhallou, H., 1985. Les catastrophes sismiques de la région d'Echelif dans le contexte de la sismicité historique de l'Algérie. Thèse de Doctorat. USTHB. Alger, p. 794.

Bougrine, A., Yelles-Chaouche, A.K., Calais, E., 2019. Active deformation in Algeria from continuous GPS measurements. Geophys. J. Int. 217, 572–588. https://doi.org/10.1093/gji/ggz035.

Bendjama, H., Yelles-Chaouche, A.K., Boulahai, O., Abacha, I., Mohammedi, Y., Beldjoudi, H., Rahmani, S.T., Belheouane, O., 2021. The March 2017 earthquake sequence along the E–W-trending mcid aicha–debbagh fault, northeast Algeria. Geosci. Geosci. J. https://doi.org/10.1007/s12303-020-0059-y pISSN 1226-4806 eISSN 1598-7477.

Boulahia, O., Abacha, I., Yelles-Chaouche, A.K., Bendjama, H., 2019. (Personale communication). Analysis of the Bejaia seismic sequence 2012-2013, Northeastern Algeria. November 25-28. In: 2nd Conference of the Arabian Journal of Geosciences (CAJG2019). Sousse, Tunisia., ID 324. https://cajg.org/source/files/Program_CAJG.pdf.

Bounif, M.A., Bezzeghoud, M., Dorbath, L., Legrand, D., Deschamps, A., Rivera, L., Benhalou, H., 2003. Seismic source study of the 1989, October 29, Cheoua (Algeria) earthquake from aftershocks, broad-band and strong ground motion records. Am. Geophys. 46 (4), 625–646.

Bouillin, J.P., 1977. Géologie alpine de la petite Kabylie dans la région de Collo et d'El Milia (Algérie). Thèse Doctorat. Université. P ; Sabatier, , Toulouse.

Bouyahiaoui, B., Sage, F., Abtout, A., Klingelhoefer, F., Yelles-Chaouche, A.K., Schnurle, P., Marok, A., Déverchère, J., Arab, M., Galve, A., Collot, J.-Y., 2015. Crustal Structure of the Eastern Algerian Continental Margin and Adjacent Deep Basin: Implications for Late Cenozoic Geodynamic Evolution of the Western Mediterranean.

Brune, J.N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. J. Geophys. Res. 75, 4997–5009.

Brune, J.N., 1971. Correction (to brune (1970)). J. Geophys. Res. 76, 5002.

Buforn, E., Bezzeghoud, M., Udias, A., Pro, C., 2004. Seismic sources on the Iberia African plate boundary and their tectonic implications. Pure Appl. Geophys. 161 (3), 623–646. https://doi.org/10.1007/s00024-003-2466-1.

Chimouni, R., Harbi, A., Boughacha, M.S., Hamidatou, M., Kherchouche, R., Sebaï, A., 2018. The 1790 Oran Earthquake, a seismic event in times of conflict along the Algerian Coast: a critical review from western and local source materials. Seismol Res. Lett. 89, 2392–2403. https://doi.org/10.1785/0220180175.

Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V., San'kov, V., 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, central Asia, Part 2. Cenozoic rifting, Tectonophysics 282 (1), 1–38.

Delvaux, D., Sperner, B., 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the Tensor program. Geol. Soc. London Spec. Publ. 212 (1), 75–100.

Delvaux, D., Barth, A., 2010. African stress pattern from formal inversion of focal mechanism data. Tectonophysics 482 (1), 105–128.

DeMets, C., Iaffaldano, G., Merkouriev, S., 2015. High–resolution Neogene and quaternary estimates of nubia–eurasia–north America plate motion. Geophys. J. Int. 203 (1), 416–427.

Déverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Lépinay, P., Bouillin, J.-P., Gaullier, V., Bracène, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, K., 2 Le Roy, P., Pauc, H., Dan, G., 2005. Active thrust faulting offshore Boumerdès, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake. Geophys. Res. Lett. 32, L04311. https://doi.org/10.1029/2004GL021646.

Analysis of the Bejaia Seismic Sequence of 2012–2013, Northeastern, Algeria

Oualid Boulahia, Issam Abacha, Abdelkarim Yelles-Chaouche, Hichem Bendjama, and Abdelaziz Kherroubi

Abstract

The Bejaia region in northeastern Algeria experienced three seismic sequences in November 2012, February 2013 and May 2013. The first started on the November 28, 2012, with a main shock of M_w = 5.1. Further, the second has begun on the February 22, 2013, with M_w = 4.3 and was preceded by three foreshocks. Finally, the last sequence occurred on the May 19, 2013, with M_w = 5.2 followed on the May 26, 2013, by an event of M_w = 5.0. Precise relative locations show a cluster of 196 accurately relocated events. The focal mechanisms are consistent with NW–SE striking near vertical right-lateral strike-slip fault, which extends from inland, the Babors chain, to the Gulf of Bejaia offshore on about 30 km long. It is known as the "Kherrata transversal accident," and found to be segmented in four parts S1, S2, S3 and S4, respectively. From the space–time evolution, the rupture seems to have gone through three stages. The area looked like activating an earthquake triggering process which started from S1, migrated progressively to S2, and terminating on S3 and S4. The release of energy has been distributed over four segments of the fault, apparently a disaster was avoided through an earthquake of bigger magnitude. Focal mechanisms, aftershocks distribution, isoseismic maps and the trends of offshore lineaments confirmed the activity of the NW–SE transversal accident, likely responsible for the recent seismicity in the region.

Keywords

The Babors chain • Seismicity and tectonics • Strike-slip fault • Focal mechanisms

1 Introduction

The 2012–2013 Bejaia seismic sequence occurred in a moderate seismic activity region spreading from the chains of Babors to the Bejaia gulf. The tectonics of the region is more complicated due to the junction of several seismogenic zones (the Soummam basin, the Lesser and Greater Kabylia) (Fig. 1a). The only detailed seismological study in the region concerns a significant earthquake which has recently affected the Laâlam region, with a moderate magnitude in 2006 (Beldjoudi et al. 2009), which is a property that characterizes all events in the region (see Table and Fig. 1). The characteristics of faulting related to the studied sequence have been revealed through a relative location of events, focal mechanisms, space–time evolution and Coulomb stress variations.

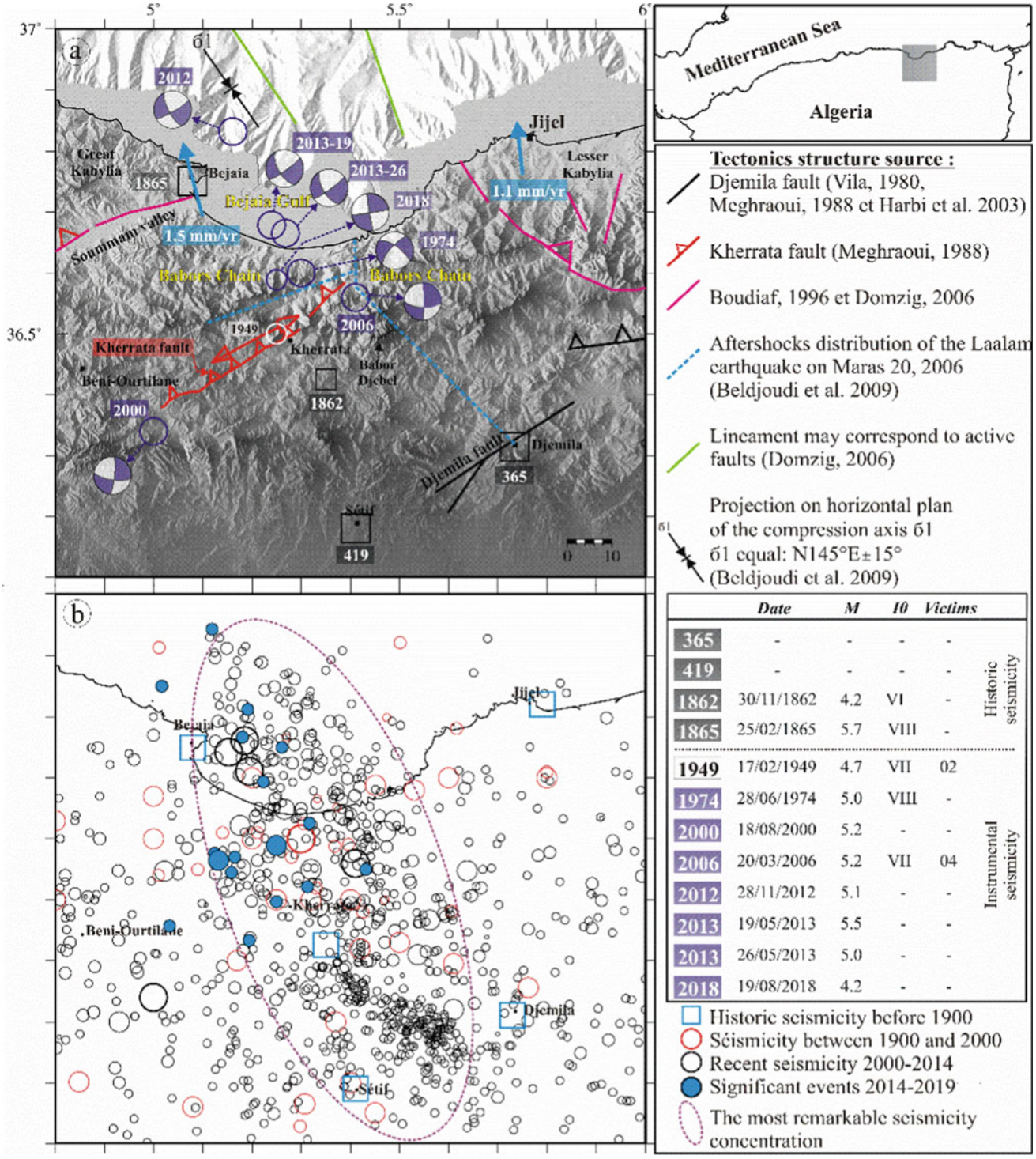
2 Seismotectonic Settings

The chain of Babors is located to the North of Setif and East of the Soummam valley. It represents the manifestation of the oblique collision between the tectonic plates of Africa and Eurasia, with local crustal shortening apparent of about 1.5 mm/year (Bougrine et al. 2019). The chain belongs to the external domain of the Alpine belt shown in this area by the Tellian units and embedded between two internal domains of the Lesser and Greater Kabylia (Fig. 1a). The present belt is one of the most seismically active regions, where we highlight the presence of several active faults, particularly the Kherrata thrust fault, known to be active for the earthquake of the February 19, 1949, which generated surface ruptures offset of about 50 cm. This fault has a total

O. Boulahia (✉) · I. Abacha · A. Yelles-Chaouche · H. Bendjama · A. Kherroubi
CRAAG, Route de l'Observatoire, B.P.63, Algiers, Algeria
e-mail: o.boulahia@craag.dz

© The Author(s), under exclusive license to Springer Nature Switzerland AG 2022

M. Meghraoui et al. (eds.), *Advances in Geophysics, Tectonics and Petroleum Geosciences*,
Advances in Science, Technology & Innovation, https://doi.org/10.1007/978-3-030-73026-0_32



	Date	M	I0	Victims	
365	-	-	-	-	Historic seismicity
419	-	-	-	-	
1862	30/11/1862	4.2	VI	-	
1865	25/02/1865	5.7	VIII	-	
1949	17/02/1949	4.7	VII	02	Instrumental seismicity
1974	28/06/1974	5.0	VIII	-	
2000	18/08/2000	5.2	-	-	
2006	20/03/2006	5.2	VII	04	
2012	28/11/2012	5.1	-	-	
2013	19/05/2013	5.5	-	-	
2013	26/05/2013	5.0	-	-	
2018	19/08/2018	4.2	-	-	

Fig. 1 **a** Seismotectonic map of Babors zone and Setif region, including GPS velocities from (Bougrine et al. 2019). **b** Seismicity of the region from 1900 to 2014 and significant events during 2014–2019

length of 40 km, oriented N70° with a southward dip (Meghraoui 1988; Rothé 1950). The seismicity distribution (Fig. 1b) shows a cluster oriented along NW–SE, which includes several recent events (e.g., Laâlam earthquake of March 2006), the present studied sequence in Bejaia (2012–2013), and the significant events that occurred between 2014 and 2019. All these earthquakes show a strike-slip dominated movements along NW–SE direction.

3 Aftershocks Relocation and Focal Mechanisms' Determination

Applying the widely used HypoDD (Waldhauser and Ellsworth 2000), we relocated 207 earthquakes selected according to both horizontal and vertical uncertainties of less than 2 km. An event must have eight links with neighbors, which is why 95% of the events are kept. The horizontal distribution of the relocated events (Fig. 2a) shows a main cluster, oriented along NW–SE, a fault zone of about 30 km long and 3 km wide. Cross sections A1–A2 and B1–B2 (Fig. 2a) indicate that the foci are distributed on a near-vertical plane, mainly along a band at a depth of 5–11 km. The space–time evolution differentiates three main clusters: C1, C2 and C3 (Fig. 2a, b). It appears that each cluster is likely generated by a segment fault; S1 for C1, S2 for C2, C3 is a V-shaped structure which gives the segments S3 and S4, while all segments belong to the NW–SE Kherrata transverse accident. Focal mechanisms were computed from the first motion polarities using SPHERA (Rivera and Cisternas 1990). The groups of mechanisms are colored and separated according to their appropriate clusters. All focal mechanisms show a strike-slip faulting consistent with right-lateral motion on fault plane, oriented along NW–SE. The mean fault orientation has an azimuth of 136° and it is nearly vertical, in perfect coincidence with the orientation of the whole sequence.

4 Discussion

The aftershock data analysis and the focal mechanisms' determination of the 2012–2013 Bejaia earthquake sequences showed a main cluster of 196 accurately relocated events, generated by a NW–SE near-vertical right-lateral strike-slip fault, extending from the Babors Chain to the offshore of Bejaia Gulf for 30 km long. Analysis of the epicenters' locations and the focal solutions of the events that occurred in the region such as: Darguinah 1974, Laâlam 2006, Aokas 2018 and earthquakes between 2014 and 2019, then the trends of isoseismic maps of Laâlam 2006 and Bejaia 2012 earthquakes and finally the offshore lineament identified during MARADJA project lead us altogether to confirm the relationship between this NW–SE fault and the seismicity of the region.

The relocated events exhibited four sub-clusters C1, C2, C3 and C4, probably generated by four fault segments S1, S2, S3 and S4, respectively. The space–time distribution of the seismicity also shows some interesting features as, for two months after the main shock of the November 28, 2012, the aftershocks remained confined along the S1 segment. The area seems to be activating an earthquake triggering process. The triggering process is supported by small variations in the static stress, even lower than 1 bar, which are able to induce the reactivation of nearby faults that are close to failure (Toda et al. 1998). It may involve the generation of aftershocks or major shocks (Stein 1999). The chronological distribution progressively went through the segment S2 to finish on S3 and S4. The preliminary results of the computed Coulomb stress changes do explain the spatial distribution of stress-triggered aftershock seismicity, considering the lobes of high stress increase which perfectly matches the fault segments.

5 Conclusions

The Bejaia earthquake sequence (2012–2013) revealed for the first time a new tectonic feature known as the "Kherrata transverse fault," which is likely responsible for the seismic activity of the region. Further, the conclusion by the authors in Beldjoudi et al. (2009) may be incorrect, it cannot be excluded that the 2006 Laâlam earthquake was also associated with a NW–SE direction.

The triggered aftershock seismicity observed during the sequence can have a mechanical implication; fluids may control the space–time evolution of the seismicity, through the non-stationary migration of pore pressure disturbances. When pore pressure slightly increases, the effective Coulomb shear stress increases so that local failure conditions are reached. The role of fluids in the observed seismicity pattern has already been suggested for a few specific cases (Bourouis and Cornet 2009).

The sequence analysis contributes to the knowledge of seismic hazard since the possibility of large slip is not excluded, because the step-over between segments are not exceeding 3 km, taking into account the total width of the fault zone.

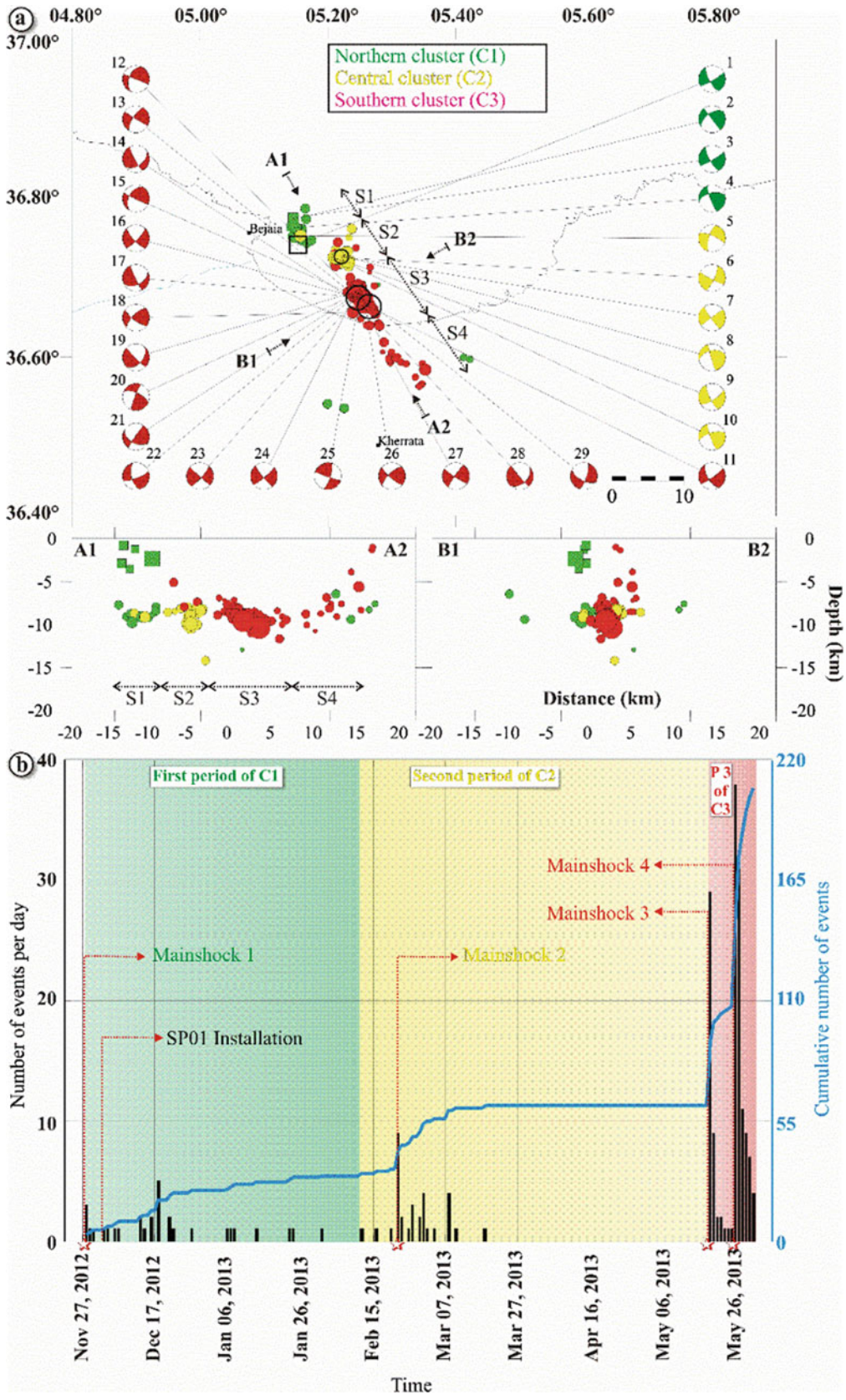


Fig. 2 **a** Horizontal and vertical distributions of the 196 relocated events, showing focal mechanisms of events with $M \geq 3.0$. **b** Cumulative number of seismic events versus time and number of events per day of cluster 1 (C1), cluster 2 (C2) and cluster 3 (C3)

Statistical Study of Earthquake Swarms in Northeastern Algeria with Special Reference to the Ain Azel Swarm; Hodna Chain, 2015

Issam Abacha, AbdelKarim Yelles-Chaouche, and Oualid Boulahia

Abstract

Northeastern Algeria is known by its high seismic activity as reflected by several hundreds of events occurring every year. Recently, this area has been the seat of several seismic sequences such as the 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence and the 2012–2013 Bejaia earthquake sequences. On the other hand, it is also observed that the seismic activity of this part of Algeria is dominated by swarms, with high concentrations in time and space, from a few days to several months, ranging from a few kilometers to ten kilometers, and sometimes showing a migration of several kilometers in several weeks. The earthquake swarms are related to the increase in the water body of the reservoir after a heavy precipitation (Beni-Haroun (B-H) dam on 2012), and to the increase in the interstitial pressure due to the fluid injection (the 2007 Mila crisis and Grouz reservoir crisis) or due to the water circulation in hydrothermal systems (Ain Azel, El-Hachimia, Azzaba and Djemila swarms). Here, 10 swarms occurring in the region were analyzed using statistical laws, and finally the results have been discussed.

Keywords

Earthquake swarms • Statistical laws • Time clustering • Induced seismicity

1 Introduction

Earthquake swarms are earthquake sequences without a discernible main-shock. Swarms can last weeks and produce many thousands of earthquakes within a relatively small volume (Miller 2013). Swarms are observed in volcanic environments, hydrothermal systems, and other active geothermal areas. Also, numerous examples of the microseismic activity generated by the increase in interstitial pressure have been described in the literature and probably concern with the filling of dam reservoirs (Gupta 1983) or the injection of fluids at depth (Cornet et al. 2007). This induced seismicity is related to the increase in water in the reservoir causing the increase in the interstitial pressure due to the fluid diffusion. In contrast, earthquake swarms may confine to the fluid-filled fractured rock matrix (Kayal et al. 2002; Mishra and Zhao 2003; Mishra et al. 2008). Changes in the water pressure once exceeded the effective pore pressure at shallow layers that lead to seismogenesis in swarms. Percolation of continuous rain water during monsoon season through the active faults or cracks may also lead to genesis of earthquake swarms as observed in Talala source zone of Gujarat, India (Singh and Mishra 2015). But here we have studied the statistical behavior of earthquake swarms occurred in northeastern Algeria in between 2000 and 2018 using the Algerian catalogue, including those and some seismic events recorded by portable stations installed after the occurrence of several shocks.

We identify 10 possible swarms (Fig. 1), and we applied some statistical tests on the size of seismic events and on the time intervals between successive earthquakes, which have made it possible to identify the existence of forcing linked either to creep processes, to a fluid percolation phenomenon, or to the coupled action of these two processes.

2 Scientific Background, Data and Methodology

The seismic data were collected by the Algerian seismic network, and from several seismic studies carried out after the occurrence of several moderate shocks. Then, the identified earthquake swarms as stated above have been analyzed

I. Abacha (✉) · A. Yelles-Chaouche · O. Boulahia
CRAAG, Route de l'Observatoire BP 63, Bouzaréah, Algiers, Algeria
e-mail: i.abacha@craag.dz

© The Author(s), under exclusive license to Springer Nature Switzerland AG 2022

M. Meghraoui et al. (eds.), *Advances in Geophysics, Tectonics and Petroleum Geosciences*,
Advances in Science, Technology & Innovation, https://doi.org/10.1007/978-3-030-73026-0_34

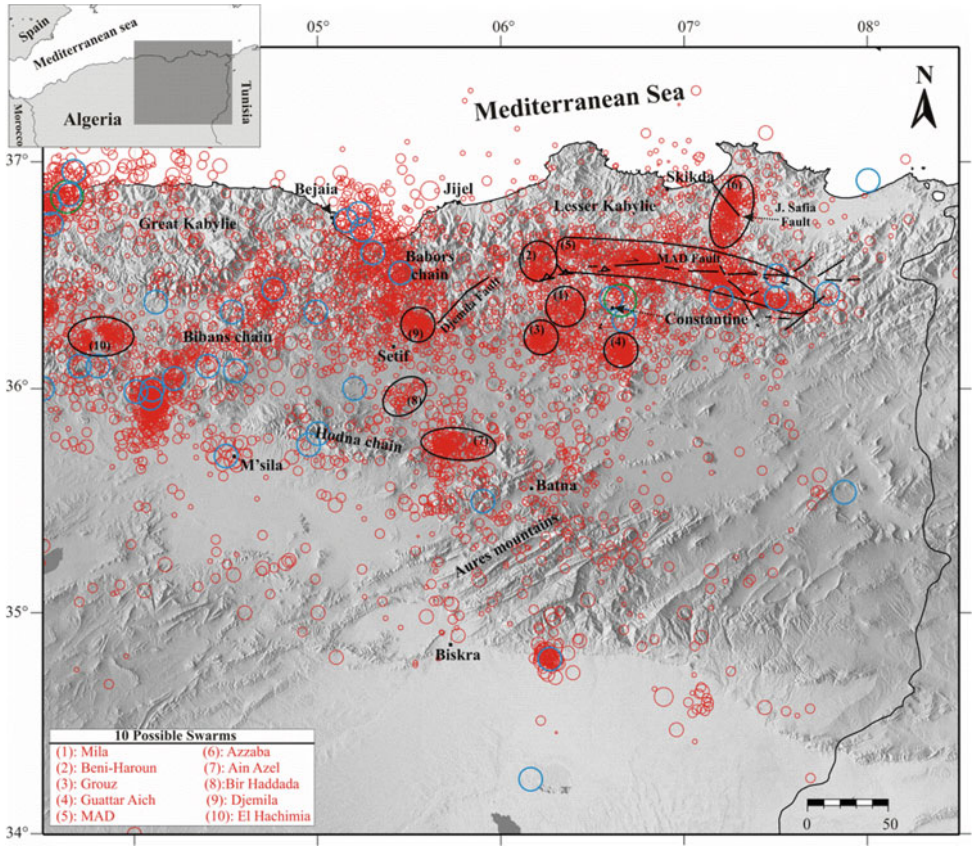


Fig. 1 Seismicity map of Algeria (2000–2018) (red circle) along with location of the large events of M $\geq$ 5 recorded in between 1900 and 2018 (blue circle) and identified 10 earthquake swarms

and interpreted using well-known statistical laws of earthquake occurrence as described below:

(1) *Gutenberg–Richter Law (G-R Law)*: Defines the frequency of the seismic event distribution and was determined for the California earthquakes (Gutenberg and Richter 1944). This is written as below:

$$\log(N_{\geq M}) = a - bM \tag{1}$$

With $N_{\geq M}$ is the number of magnitude greater than M. (a) and (b) are constants.

(2) *Gamma Law*: It states that the seismic event's distribution of the same block can usually be approximated by the function whose parameters are related to the proportion of independents earthquakes (Hainzl et al. 2006):

$$\Gamma(\tau) = C\tau^{\gamma-1}\mathrm{e}^{-\tau/\beta} \tag{2}$$

where (τ) is the ratio between the time intervals of successive microseisms $\Delta t(\Delta t_i = t_i - t_{i-1})$ and the average time intervals of the entire Δt_0. C, (γ) and (β) are constants.

(3) *Omori Law*: This one relates with the decrease in the average rate of events per unit of time and is generalized as below (Utsu 1961):

$$\left\langle \frac{\mathrm{d}n}{\mathrm{d}t} \right\rangle = \frac{K}{(t+c)^p} \tag{3}$$

The coefficient (K) depends on the time unit chosen to calculate the event's rate, the (t) is the origin time and the exponent (p) is different from one earthquake sequence to another. This law provides information on the decay rate of a number of earthquakes with lapse of time (Mishra et al. 2007).

Besides the methodology followed for assessing the statistical parameters, the results showed concern about only one swarm, the remainders are listed in Table 1. We have tried to clarify the nature of swarms based on these results and the field observations.

3 Analysis and Results

The chosen specific event for analysis relates to Ain Azel's earthquake swarm located in the Hodna chain (N°8 Fig. 1). It was marked by the appearance of two important events on the 15th and 21st of March, 2015 with magnitudes Mw = 4.7 and 4.9, respectively.

It is conspicuously observed that maximum number of events in swarms (Fig. 2a) is confined to the almost same

Table 1 Results for above Ain Azel earthquake swarm and 9 earthquake swarms

Swarm	*b* value	γ value	*P* value	Description and interpretation
1	1.0	0.74	0.64	Induced seismicity caused by the water infiltration in the Jebel Akhal, a small rocky hill between the B-H dam and the Oued Athmania reservoir
2	1.4	0.73	0.80	The earthquake swarm is related to the increase in the water body of the B-H dam after a heavy precipitation on January–February 2012
3	1.2	0.77	0.74	Induced seismicity caused by the water infiltration in the Grouz dam
4	0.9	0.45	1.02	Tectonic seismicity
5	1.1	0.73	0.72	Intense seismicity along of MAD fault with low magnitudes, which can be explained by the geological and tectonic nature of this fault that composed by small segments surrounded by numerous thermal sources
6	2.1	0.67	0.68	Induced seismicity linked to the circulation of the waters thermal in Jebel Safia fault
8	0.9	0.55	1.01	Tectonic seismicity
9	2.3	0.80	0.71	Induced seismicity linked to the circulation of the waters thermal in Djemila fault
10	1.7	0.76	0.79	Induced seismicity linked to the waters thermal

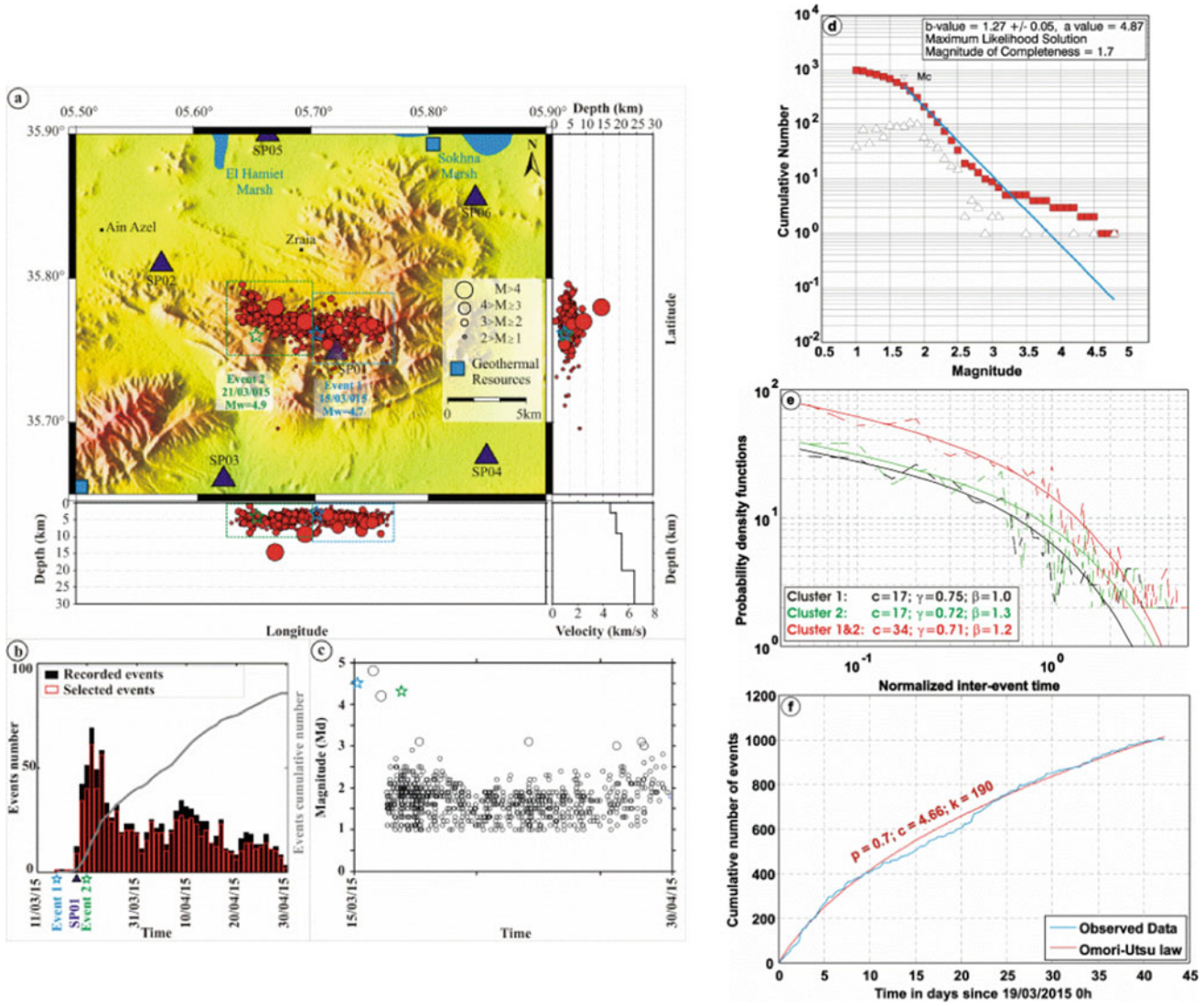


Fig. 2 Ain Azel earthquake swarm (N°8 Fig. 1). **a** Spatial distribution of 862 events with nearby thermal sources. **b** Events' number/cumulative number of events per time. **c** The magnitude evolution per time. **d** Gutenberg–Richter law. **e** Gamma law. **f** Omori law

layer and this observation is corroborative to an earlier study carried out by Paul and Sharma (2011). The spatial distribution (Fig. 2a, b) and the statistical analysis show a high concentration in time and space for these earthquake swarms with the following results: b value equal 1.27; γ value equal 0.71 and P value equal 0.7 (Fig. 2d–f respectively).

4 Discussion

The study shows distributions in power law characterized by their exponents in the two domains of the seismic events' size (G-R law, exponent b) and temporal (Omori law, exponent P and gamma law, exponent γ) using the maximum likelihood method and for the G-R law using the best combination Mc (Mc95-Mc90-max curvature).

Ain Azel swarm (N°8 Fig. 1): The Gutenberg–Richter law gives a b value equal to 1.27. Indeed, the b value is proportional to the rock's heterogeneity degree or the density of faults and inversely proportional to the effective normal stress. This suggests that the region is relatively inhomogeneous, where the effective normal stress is low and suitable for triggering the earthquakes swarms.

The block of events gives a high γ value ($\gamma = 0.71$) (i.e., 71% of independent events) (Bernard et al. 2007). Suggested that if γ greater is than 0.5, the events are independent where the triggering is due to the forcing mechanism (creep or fluid pressure).

Finally, $P = 0.7$ indicates that the seismic activity is generated by the increase in the interstitial pressure by the fluid circulation. This assumption is all the more credible due to the existence of several geothermal resources along the Hodna chain with one being at a distance close to the epicenter area ($\sim$12 km) (Fig. 2a). This phenomenon is based on the physics of seismogenesis through fracturing of fluid-filled rock matrix (Mishra and Zhao 2003). In the same way we analyzed the other earthquake swarms and results have been tabulated here (Table 1).

5 Conclusions

In order to understand the physical correlation between the seismic events of the similar block and the origin of their fluctuations, we performed statistical tests on the time intervals as stated between successive earthquakes and the size–frequency seismic event distribution. Based on the analysis, it is concluded that the earthquake swarms are related either to the increase in the charge done water body of the reservoir after a heavy precipitation (B-H dam on 2012), to the increase in the interstitial pressure due to the fluid injection (the 2007 Mila crisis and Grouz reservoir swarm) or to the water circulation in hydrothermal systems (Ain Azel, El Hachimia, Azzaba and Djemila swarms).

References

Bernard, P., Boudin, F., Bourouis, S., Patau, G.: Transitoires de déformation dans le Rift de Corinthe. Communication orale, 3F Workshop, Nancy, France (2007)

Cornet, F.H., Berard, Th., Bourouis, S.: How close to failure is a natural granite rock mass at 5 km depth? Int. J. Rock Mech. Min. Sci. **44** (1), 47–66 (2007)

Gupta, H.K.: Induced seismicity hazard mitigation through water level manipulation at Koyna, India: a suggestion. Bull. Seismol. Soc. Am. **73**, 679–682 (1983)

Gutenberg, B., Richter, C.F.: Frequency of earthquakes in California. Bull. Seismol. Soc. Am. **34**, 185–188 (1944)

Hainzl, S., Scherbaum, F., Beauval, C.: Estimating background activity based on interevent-time distribution. Bull. Seismol. Soc. Am. **96** (1), 313–320 (2006)

Kayal, J.R., Zhoa, D., Mishra, O.P., Reena, D., Singh, O.P.: The 2001 Bhuj earthquake: tomographic evidence for fluids at the hypercenter and its implications for rupture nucleation. Geophys. Res. Lett. **29** (2002). https://doi.org/10.1029/2002GL015177

Miller, S.A.: The role of fluids in tectonic and earthquake processes. Adv. Geophys. **54**, 1–46, Chap. 1 (2013)

Mishra, O.P., Zhao, D.: Crack density, saturation rate and porosity at the 2001 Bhuj, India, earthquake hypocenter: a fluid-driven earthquake? Earth Planet. Sci. Lett. **212**, 393–405 (2003)

Mishra, O.P., Kayal, J.R., Chakrabortty, G.K., Singh, O.P., Ghosh, D.: Aftershock investigation in Andaman-Nicobar of the 26 December 2004 earthquake (Mw 9.3) and its seismotectonic implications. Bull. Seismol. Soc. Am. **97**(1A), S71–S85 (2007)

Mishra, O.P., Zhao, D., Wang, Z.: The genesis of the 2001 Bhuj, India, earthquake (Mw 7.6): a puzzle for Peninsular India. J. Indian Miner. Spec. Issue **61**(3–4) & **62**(1–4), 149–170 (2008)

Paul, A., Sharma, M.L.: Recent earthquake swarms in Garhwal Himalaya: a precursor to moderate to great earthquakes in the region. J. Asian Earth Sci. **42**, 1179–1186 (2011). https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.06.015

Singh, A.P., Mishra, O.P.: Seismological evidence for Monsoon induced micro to moderate earthquake sequence. Tectonophysics **661**, 38–48 (2015)

Utsu, T.: A statistical study on the occurrence of aftershocks. Geophys. Mag. **30**, 521 (1961)