



**Vers la compréhension des séquences sismiques sur un
système de failles : de l'observation spatiale à la
modélisation numérique. Application à la séquence du
Nord-Est Lut, Iran**

Mathilde Marchandon

► **To cite this version:**

Mathilde Marchandon. Vers la compréhension des séquences sismiques sur un système de failles : de l'observation spatiale à la modélisation numérique. Application à la séquence du Nord-Est Lut, Iran. Sciences de la Terre. Université Côte d'Azur, 2018. Français. NNT : 2018AZUR4055 . tel-02457141

HAL Id: tel-02457141

<https://theses.hal.science/tel-02457141>

Submitted on 27 Jan 2020

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

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



$$\rho \left(\frac{\partial v}{\partial t} + v \cdot \nabla v \right) = -\nabla p + \nabla \cdot T + f$$

$$e^{i\pi} + 1 = 0$$

THÈSE DE DOCTORAT

Vers la compréhension des séquences
sismiques sur un système de failles : de
l'observation spatiale à la modélisation
numérique

Application à la séquence du Nord-Est Lut, Iran

Mathilde MARCHANDON

Géoazur UMR 7329

Présentée en vue de l'obtention
du grade de docteur en Sciences
de la Planète et de l'Univers
de l'Université Côte d'Azur
Dirigée par Stéphane Bouissou
Co-encadrée par Mathilde Vergnolle
et Olivier Cavalié
Soutenue le : 2 Juillet 2018

Devant le jury, composé de :
Jean Chéry, Directeur de recherche, GM
Fabrice Cotton, Professeur, GFZ
Yann Klinger, Directeur de recherche, IPGP
Cécile Lasserre, Chargée de recherche, ENS Lyon

Vers la compréhension des séquences sismiques sur un système de failles : de l'observation spatiale à la modélisation numérique

Application à la séquence du NE Lut, Iran

Jury:

Rapporteurs:

Fabrice Cotton, Professeur, GFZ

Cécile Lasserre, Chargée de recherche, ENS Lyon

Examineurs:

Jean Chéry, Directeur de recherche, GM

Yann Klinger, Directeur de recherche, IPGP

Vers la compréhension des séquences de séismes sur un système de failles : de l'observation spatiale à la modélisation numérique. Application à la séquence du NE Lut, Iran.

Résumé :

De nombreuses études montrent que les transferts de contrainte co- et postsismiques jouent un rôle majeur dans l'occurrence des séquences de séismes. Cependant, la grande majorité de ces études implique des systèmes de failles à la configuration géométrique simple (e.g. failles parallèles ou colinéaires). Dans cette thèse, nous étudions une séquence de séismes s'étant produite au sein d'un système de failles à la configuration géométrique plus complexe (i.e. failles conjuguées), la séquence du NE Lut (1939-1997, NE Iran), afin d'évaluer (1) si les transferts de contrainte favorisent la succession de séismes de la séquence et (2) s'ils permettent sur le long-terme de synchroniser les ruptures des failles du système. Pour cela, nous mesurons d'abord les déformations de surface produites par la séquence afin de mieux contraindre par la suite la modélisation des transferts de contrainte.

A partir de la technique de corrélation subpixel d'images optiques, nous mesurons les champs de déplacements de surface horizontaux produits par les séismes de Khuli-Boniabad (Mw 7.1, 1979) et de Zirkuh (Mw 7.2, 1997). Nous montrons que ces séismes sont caractérisés par la rupture de plusieurs segments dont les limites sont corrélées avec les complexités géométriques des failles. Nous interprétons les différences de leurs caractéristiques de rupture (longueur de rupture, glissement moyen, nombre de segments rompus) comme étant dues à des différences de maturité des failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz. Nous détectons également les déplacements produits par un séisme historique modéré, le séisme de Korizan (Mw 6.6, 1979). C'est la première fois que les déplacements produits par un séisme historique de si petite taille sont mesurés par corrélation d'images optiques.

Ensuite, en combinant le champ de déplacements InSAR déjà publié avec les données optiques proche-faille précédemment acquises, nous estimons un nouveau modèle de source pour le séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997). Nous montrons que les données proche-faille sont essentielles pour mieux contraindre la géométrie de la rupture et la distribution du glissement en profondeur. Le modèle estimé montre que le séisme de Zirkuh a rompu trois aspérités séparées par des barrières géométriques où les répliques du séisme se localisent. Seul le segment central de la faille présente un déficit de glissement en surface que nous interprétons comme étant dû à de la déformation distribuée dans des dépôts quaternaires non consolidés.

Enfin, à partir des informations précédemment acquises, nous modélisons les transferts de contrainte au cours de la séquence du NE Lut. Nous montrons que ceux-ci ont favorisé l'occurrence de 7 des 11 séismes de la séquence et que modéliser précisément la géométrie des ruptures est essentiel à une estimation robuste des transferts de contrainte. De plus, nous montrons que l'occurrence du séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1992) est principalement favorisée par les séismes modérés de la séquence. Pour finir, la simulation d'une multitude de cycles sismiques sur les failles du NE Lut montre que les transferts de contrainte, en particulier les transferts postsismiques liés à la relaxation viscoélastique de la lithosphère, sont le principal processus permettant la mise en place répétée de séquences de séismes sur les failles du NE Lut. Enfin, d'après les simulations réalisées, l'ordre dans lequel se sont produits les séismes majeurs durant la séquence du NE Lut est assez exceptionnel.

Mots-clés : séquence de séismes, corrélation d'images optiques, complexités géométriques des failles, modèle de glissement, transfert de contrainte, synchronisation des failles, Lut, Iran.

Toward the understanding of seismic sequences : from spatial observation to numerical modeling. Application to the NE Lut earthquake sequence, Iran.

Abstract :

Many studies show that static and postseismic stress transfers play an important role in the occurrence of seismic sequences. However, a large majority of these studies involves seismic sequences that occurred within fault systems having simple geometric configurations (e.g. collinear or parallel fault system). In this thesis, we study a seismic sequence that occurred within a complex fault system (i.e. conjugate fault system), the NE Lut seismic sequence (1939-1997, NE Iran), in order to assess if (1) stress transfers can explain the succession of earthquakes in the sequence and (2) stress transfers can lead to the synchronization of the NE Lut faults over multiple seismic cycles. To this end, we first measure the surface displacement field produced by the sequence in order to precisely constrain the stress transfer modeling afterwards.

We use optical correlation technique to measure the surface displacement fields of the Khuli-Boniabad (Mw 7.1, 1979) and Zirkuh earthquake (Mw 7.2, 1997). We find that these earthquakes broke several segments limited by geometrical complexities of the faults. We interpret the differences in failure style of these earthquakes (i.e. rupture length, mean slip and number of broken segments) as being due to different level of structural maturity of the Dasht-e-Bayaz and Abiz faults. Furthermore, we succeed to detect offsets produced by the 1979 Mw 6.6 Korizan earthquake. It is the first time that surface displacements for such a small historical earthquake have been measured using optical correlation.

Then, combining previously published intermediate-field InSAR data and our near-field optical data, we estimate a new source model for the Zirkuh earthquake (Mw 7.2, 1997). We show that near-field data are crucial to better constrain the fault geometry and the slip distribution at depth. According to our source model, the Zirkuh earthquake broke three asperities separated by geometrical barriers where aftershocks are located. No shallow slip deficit is found for the overall rupture except on the central segment where it could be due to off-fault deformation in quaternary deposits.

Finally, we use the information acquired in the first parts of this work to model the stress transfers within the NE Lut sequence. We find that 7 out of 11 earthquakes are triggered by the previous ones and that the precise modeling of the rupture geometry is crucial to robustly estimate the stress transfers. We also show that the Zirkuh earthquake is mainly triggered by the moderate earthquakes of the NE Lut sequence. Lastly, the simulation of multiple seismic cycles on the NE Lut fault system shows that stress transfers, in particular postseismic stress transfers due to viscoelastic relaxation, enhance the number of seismic sequences and synchronize the rupture of the faults. The simulations also show that the order in which the Mw > 7 earthquakes occurred during the NE Lut sequence is quite exceptional.

Keywords : seismic sequence, optical image correlation, fault geometrical complexities, fault slip model, stress transfer, fault synchronization, Iran, Lut.

Remerciements

Je commencerai bien sûr par remercier ma chef, Mathilde Vergnolle, d'avoir proposé ce sujet de thèse et de m'avoir permis de le mener à bien. Un grand merci pour ta disponibilité, pour tes nombreux conseils, pour le temps passé à la correction des papiers à des heures parfois tardives. Merci de m'avoir poussé à aller toujours plus loin pour améliorer mon travail. Un grand merci également à mon co-chef, Olivier Cavalié. Merci pour l'initiation à l'InSAR, pour tes remarques toujours pertinentes sur mon travail, et pour ton efficacité pour les relectures et corrections d'article. Merci encore à tous les deux, ce fût un plaisir de travailler avec vous !

Merci à James Hollingsworth de m'avoir initiée à la corrélation d'images optiques et pour les nombreuses fois où mon travail a bénéficié de son aide. Merci à Henriette Sudhaus pour l'initiation aux méthodes globales, de m'avoir fait profiter de ses données, de ses codes et de son expérience sur le séisme de Zirkuh. Merci également à Isabelle Manighetti pour ses éclairages à propos des propriétés long-terme des failles.

Je remercie également les membres de mon jury Cécile Lasserre, Fabrice Cotton, Yann Klinger et Jean Chéry d'avoir accepté d'évaluer mon travail de thèse.

Je remercie une seconde fois Jean Chéry, ainsi que Guust Nolet d'avoir fait partie de mon comité thèse. Ce fût un plaisir de vous avoir dans mon comité !

Je tiens également à remercier les gestionnaires pour leur efficacité et l'équipe informatique pour leur aide en cas de pépin !

Merci également à mes maîtres de stage de master 1 et 2, Frédéric Boudin et Rodolphe Cattin, qui ont accompagné mes premiers pas dans le monde de la recherche et grâce à qui j'ai eu envie de continuer.

Merci à tous les doctorants et stagiaires avec qui j'ai passé de très bons moments pendant ces années de thèse : Clément, Alain, Nestor, Quentin, Jérémy, Gaspard, Corentin, Audrey, Stephen, Zoé, Laurie, Alexiane, Manue, Sara, Yevegenia, Flore, Nicolas, Kévin, Laurent, Luc, Anthony, Borhan, Vishnu, Chloé, et tous ceux que j'oublie ! Merci à mes copains Montpelliérains, Nicolas, Cyril et Gaël pour les rares mais bons moments de retrouvaille passés ensemble ces trois dernières années. Merci à toi Maxime, super-copain de toujours, c'est un plaisir de constater que même si on se voit moins, rien n'a changé quand on se retrouve ! Merci aussi à Doris et Gilles de m'avoir si bien accueillie dans leur famille et pour tous les bons moments que j'ai passé avec eux.

Cette thèse n'aurait pas été pareille sans mes merveilleux et fantastiques colocs de chez MAMER ! Vous avez en grande partie contribué à faire de ces quelques années de thèse une super aventure ! Merci à Edouard, Rémy, Marina et Cyrielle pour tous les moments de rigolade ! Merci à Maëlle d'avoir formé cette coloc, de m'avoir initiée à l'escalade et pour tes cours de botanique. Je me souviendrai toujours de ta technique très personnelle, 100% bio et sans pesticide pour faire pousser les plantes. Merci Vivi et Vicky, squatteurs des

placards d'amis, pour votre gentillesse et vos plats qui arrachent ! Merci Alexounet pour ta bonne humeur constante, tes jeux de mots souvent pourris mais quand même difficiles à trouver et pour les innombrables MacDo que tu m'as fait manger ! Merci Huguette, premier coloc non-géologues de la maison, pour ta bonne humeur au quotidien, de supporter nos conversations de labo à longueur de temps et merci d'avoir monté la piscine, il me tarde de pouvoir en profiter =). Merci Théanounette pour les bons petits plats et pour faire pousser de bons légumes dans le jardin. Sache que tu es extrêmement chiante alors sans ça, ce serait très compliqué de vivre avec toi. Meeeeeeeeuhhh non je rigole, tu es une merveilleuse coloc, merci pour les bons moments et surtout merci pour tout le soutien. Promis bientôt je fais la bouffe.

Un énorme merci à ma famille ! Merci à mes parents qui m'ont toujours soutenu et encouragé dans mes choix. Un très grand merci à ma maman qui a courageusement accepté de relire (plusieurs fois !) mon manuscrit. Et pour finir, merci à toi Guillaume pour tout ce que tu m'apportes, pour ton soutien au quotidien et pour ta patience ces derniers mois. Une copine en fin de thèse c'est pas tous les jours rigolo mais promis, c'est presque fini !

Table des matières

Table des matières	7
1 Contexte général et motivation de l'étude	11
1.1 Introduction	12
1.2 Les observations de séquences et de supercycles sismiques	15
1.2.1 Observation de séquences de séismes	15
1.2.2 Observation de supercycles sismiques	16
1.3 Déclenchement de séisme	19
1.3.1 Déclenchement de séisme par transfert de contrainte cosismique et postsismique	19
1.3.2 Déclenchement dynamique de séisme	23
1.4 Mécanisme de synchronisation des failles	24
1.4.1 Les transferts de contrainte comme mécanisme de synchronisation	25
1.4.2 Impact de la relaxation viscoélastique postsismique	25
1.5 Ruptures et propriétés des failles	28
1.5.1 Segmentation, complexités géométriques et maturité des failles	29
1.5.2 Lien avec les séquences de séismes	31
1.6 Problématique et démarche : un pas de plus vers la compréhension des séquences de séismes	31
1.6.1 Bilan et questions	32
1.6.2 Enjeux de la thèse et challenges : de l'observation à la modélisation	33
2 Cas d'étude : la séquence du Nord-Est Lut (Iran)	35
2.1 Introduction	36
2.2 Contexte géodynamique de l'Iran	36
2.2.1 Convergence Arabie-Eurasie et déformation actuelle	36
2.2.2 Accommodation de la déformation et failles actives à l'est de l'Iran	38
2.3 La séquence de séismes du NE Lut	42
2.3.1 Séisme de Dasht-e-Bayaz	44
2.3.2 Séisme de Khuli-Boniabad	45
2.3.3 Séisme de Zirkuh	45
2.4 Histoire sismique passée des failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz	49
2.4.1 Sismicité historique	49
2.4.2 Déplacements cumulés et vitesses de glissement holocènes des failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz	51
2.5 Intérêt de la séquence du NE Lut	52

3	Quantification des déplacements de surface de la séquence du NE Lut	55
3.1	Introduction	56
3.2	Mesure des déplacements de surface par corrélation subpixel d'images optiques	57
3.2.1	Orthorectification et co-localisation des images brutes	57
3.2.2	Corrélation des images orthorectifiées	58
3.2.3	Post-traitement des champs de déplacements	61
3.3	Données disponibles pour les séismes de la séquence du NE Lut et difficultés rencontrées	62
3.3.1	Séisme de Dasht-e-Bayaz (Mw 7.1, 1968)	62
3.3.2	Séisme de Khuli-Boniabad (Mw 7.1, 1979)	62
3.3.3	Séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997)	65
3.4	Observation des déplacements cosismiques de la séquence du NE Lut	69
3.4.1	Introduction	69
3.4.2	The North-East Lut earthquake sequence	71
3.4.2.1	1979 Mw 7.1 Khuli-Boniabad earthquake	73
3.4.2.2	1997 Mw 7.2 Zirkuh earthquake	73
3.4.3	Data and Methods	74
3.4.3.1	Subpixel correlation of SPOT, Sentinel, and KH9 optical satellite images	74
3.4.3.2	Subpixel correlation of SAR images	77
3.4.4	Results	77
3.4.4.1	The 1979 Mw 7.1 Khuli-Boniabad earthquake	77
3.4.4.2	The 1997 Mw 7.2 Zirkuh earthquake	78
3.4.4.2.a	NS and EW displacement fields of the Zirkuh earthquake	78
3.4.4.2.b	N12° displacement field of the Zirkuh earthquake	82
3.4.4.2.c	Constraints on the vertical displacement field of the Zirkuh earthquake	84
3.4.5	Discussion	84
3.4.5.1	Comprehensive overview of surface displacement fields of the Khuli-Boniabad and Zirkuh earthquakes	86
3.4.5.1.a	Khuli-Boniabad earthquake	86
3.4.5.1.b	Zirkuh earthquake	88
3.4.5.2	Insights into the 1979 Mw 6.6 Korizan earthquake	93
3.4.5.3	Surface displacement field, fault segmentation, and rupture propagation	96
3.4.5.4	Coseismic rupture, long term fault properties, and seismic hazard in th NE Lut	97
3.4.6	Conclusion	99
3.5	Observation des déplacements postsismiques du séisme de Zirkuh	100
3.5.1	Données et méthode	100
3.5.2	Résultats et discussion	101
4	Imagerie multi-données de la source du séisme de Zirkuh	105
4.1	Introduction	106
4.2	Imagerie de la source d'un séisme	106
4.2.1	Principe et méthodes d'inversion	106

TABLE DES MATIÈRES

4.2.2	Les données et leur modélisation	108
4.2.3	Paramétrisation de la géométrie de la faille	109
4.3	Modèle de source du séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997)	111
4.3.1	Introduction	111
4.3.2	The 1997 Mw 7.2 Zirkuh Earthquake	113
4.3.3	Data	113
4.3.3.1	InSAR Data	113
4.3.3.2	Optical Correlation Data	115
4.3.3.3	Error Estimation and Data Subsampling	116
4.3.4	Two-step Fault Modeling	119
4.3.4.1	Parametrization of the fault and optimization strategy	119
4.3.4.2	Step 1 : Non-linear Fault Segment Optimization Using a Genetic Algorithm	121
4.3.4.2.a	Model Parametrization and Model Space Exploration	121
4.3.4.2.b	Data Weighting	124
4.3.4.2.c	Dip Smoothing	125
4.3.4.3	Step 2 : A Constrained Least Squares Distributed Slip In- version	125
4.3.4.3.a	Method	125
4.3.4.3.b	Fault Plane Discretization	126
4.3.5	Results	127
4.3.5.1	Uniform-slip Segment Model Results	127
4.3.5.2	Distributed Slip Model Results	128
4.3.6	Discussion	132
4.3.6.1	InSAR-based Model Versus Joint-data Model	132
4.3.6.2	Rupture Propagation Controlled by the Fault Geometry	134
4.3.6.3	Data-dependency of the Shallow Slip Deficit Estimation	137
4.3.7	Conclusion	138
5	La séquence du NE Lut : interactions entre failles et reproductibilité dans le temps	141
5.1	Introduction	142
5.2	Transfert de contrainte de Coulomb au sein de la séquence du NE Lut	144
5.2.1	Méthode et paramétrisation	144
5.2.1.1	Calcul des variations de contrainte de Coulomb co- et post- sismiques	144
5.2.1.2	Paramétrisation des sources et des failles réceptrices	145
5.2.1.3	Calcul des variations de contrainte de Coulomb intersis- miques	147
5.2.2	Résultats	150
5.2.2.1	Les séismes de Dasht-e-Bayaz et de Khuli-Boniabad ont-ils favorisé l'occurrence du séisme de Zirkuh ?	150
5.2.2.2	Transferts de contrainte au cours de la séquence du NE Lut (1939-1997)	157
5.2.3	Discussion	161
5.2.3.1	Variation de contrainte totale avant l'occurrence du séisme de Zirkuh : influence des séismes modérés	161

5.2.3.2	Variation de contrainte totale en 2018 sur les failles du NE Lut	162
5.3	Simulation de cycles sismiques sur les failles du NE Lut	167
5.3.1	Méthode	167
5.3.2	Résultats	171
5.3.3	Discussion	177
5.3.3.1	Nombre de séquences sismiques et temps de récurrence des séismes : rôle des transferts de contrainte et du temps de relaxation	177
5.3.3.2	Incertitude sur le temps de récurrence des failles : impact sur les résultats	178
5.4	Conclusion	182
5.4.1	Paramètres contrôlant l'occurrence des séquences sur le court-terme et le long-terme	182
5.4.2	La séquence de séismes du NE Lut est-elle exceptionnelle?	182
6	Conclusions et perspectives	185
6.1	Retour sur la démarche et résultats majeurs	185
6.1.1	Observation des déformations au cours de la séquence du NE Lut	186
6.1.2	Complexités géométriques des failles et propagation de la rupture	186
6.1.3	Apport des données proche-faille dans les modèles de glissement	187
6.1.4	Transfert de contrainte au sein de la séquence de séismes du NE Lut et synchronisation des ruptures	187
6.2	Perspectives	188
6.2.1	Aller plus loin dans la compréhension des interactions entre les failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz	188
6.2.2	Apport de la corrélation d'images optiques pour la compréhension des séismes	189
A	Informations supplémentaires pour l'article « Earthquake sequence in the NE Lut, Iran : Observations from multiple space geodetic techniques » (Chapitre 3)	191
B	Informations supplémentaires pour l'article « Fault geometry and slip distribution at depth of the 1997 Mw 7.2 Zirkuh earthquake : contribution of near-field displacement data » (Chapitre 4)	197
	Bibliographie	210

Chapitre 1

Contexte général et motivation de l'étude

Sommaire

1.1	Introduction	12
1.2	Les observations de séquences et de supercycles sismiques	15
1.2.1	Observation de séquences de séismes	15
1.2.2	Observation de supercycles sismiques	16
1.3	Déclenchement de séisme	19
1.3.1	Déclenchement de séisme par transfert de contrainte cosismique et postsismique	19
1.3.2	Déclenchement dynamique de séisme	23
1.4	Mécanisme de synchronisation des failles	24
1.4.1	Les transferts de contrainte comme mécanisme de synchronisation	25
1.4.2	Impact de la relaxation viscoélastique postsismique	25
1.5	Ruptures et propriétés des failles	28
1.5.1	Segmentation, complexités géométriques et maturité des failles	29
1.5.2	Lien avec les séquences de séismes	31
1.6	Problématique et démarche : un pas de plus vers la compréhension des séquences de séismes	31
1.6.1	Bilan et questions	32
1.6.2	Enjeux de la thèse et challenges : de l'observation à la modélisation	33

1.1 Introduction

La communauté scientifique a longtemps pensé que les grands tremblements de terre étaient séparés par de longues périodes de quiescence sismique. Cette vision trouve son origine dans la théorie du rebond élastique élaboré par [Reid \[1910\]](#) après le séisme de San Francisco (1906). Selon ce modèle, lors de la phase intersismique, la croûte terrestre se déforme de manière élastique (i.e. linéaire) via le chargement tectonique de part et d'autre d'une faille bloquée sur laquelle les contraintes s'accumulent. Lorsque le seuil de rupture des roches de la croûte est atteint (τ_{seuil}), les contraintes emmagasinées sont relâchées de manière brutale, générant un séisme. La chute de contrainte qui se produit ramène alors les contraintes sur la faille à une valeur minimale (τ_{base}). Dans ce modèle, toutes les variables sont constantes dans le temps, les séismes se produisant sur une faille donnée sont donc toujours de même taille (séisme caractéristique, [Schwartz and Coppersmith \[1984\]](#)) et parfaitement prédictibles (Figure 1.1a). En constatant que les séismes de l'arc insulaire japonais n'étaient ni périodiques, ni de même taille, [Shimazaki and Nakata \[1980\]](#) ont proposé deux autres modèles conceptuels de cycle sismique. Ils proposent que la variabilité observée est liée à une chute de contrainte variable d'un séisme à l'autre. Le premier modèle est prédictible en temps car la connaissance du glissement engendré par le dernier séisme permet de prédire la date à laquelle le prochain se produira (τ_{base} varie, Figure 1.1b). Le second modèle est prédictible en taille car le temps écoulé depuis le dernier séisme permet de prédire la taille du prochain (τ_{seuil} varie, Figure 1.1c).

Certaines failles semblent montrer un comportement similaire à ces modèles. A titre d'exemple, [Berryman et al. \[2012\]](#) ont mis en évidence 8000 ans de cycle sismique quasi régulier sur la faille Alpine (Nouvelle-Zélande) avec un séisme se produisant tous les 329 ± 68 ans. Cependant, les observations faites dans la nature montrent une plus grande diversité de comportements sismiques des failles que ces modèles ne reflètent pas. En particulier, une multitude d'observations paléosismologiques, historiques et instrumentales montrent que les failles semblent rompre en cascade de séismes successifs séparée par des périodes de relative quiescence [e.g. [Ambraseys, 1971](#); [Wallace, 1987](#); [Stein et al., 1997](#); [Schlagenthauf et al., 2011](#)]. Ces observations nous ont fait comprendre que, contrairement à ce que nous avons longtemps pensé, l'occurrence d'un séisme majeur ne nous met pas à l'abri de la survenue d'un second séisme majeur, peu de temps après et dans la même zone. La séquence de séismes qui s'est produite en Italie en 2016, qui a fait près de 300 morts, en est un parfait exemple [[Chiaraluce et al., 2017](#)].

Dans les années 90, l'essor de la géodésie spatiale a permis de découvrir et/ou caractériser des processus de déformation transitoire largement impliqués dans le chargement et déchargement des contraintes sur les failles tels que les séismes lents [e.g. [Linde et al.,](#)

1.1. Introduction

1996] et les processus de déformation postsismique [e.g. Peltzer et al., 1996; Pollitz et al., 2001; Perfettini and Avouac, 2004]. De plus, nous avons également découvert à la même époque que les failles d’une même région, loin d’être des structures isolées, interagissaient entre elles via des transferts de contrainte [King et al., 1994]. Le cycle sismique d’une faille donnée a donc une influence sur celui des failles qui l’entourent et vice-versa. De nombreuses études suggèrent que ces processus d’interaction entre failles jouent un rôle majeur dans la manière dont les séismes se succèdent au sein d’un système de failles et en particulier, dans l’organisation des séismes en séquence. Cette thèse s’inscrit dans la continuité de ces études et vise à mieux comprendre les processus contrôlant l’occurrence d’une séquence de séismes.

Alors que l’état de contrainte de la croûte est un ingrédient majeur contrôlant l’occurrence d’un séisme, d’autres facteurs tels que les complexités géométriques et la maturité des failles, exercent également un rôle dans l’initiation, la propagation et l’arrêt des ruptures sismiques. Cette thèse, bien qu’en premier lieu focalisée sur la compréhension des séquences de séismes, sera aussi l’occasion d’apporter quelques observations concernant le contrôle des complexités géométriques et de la maturité des failles sur la propagation de la rupture sismique.

Dans ce premier chapitre, je propose d’abord de décrire quelques observations faites dans la nature montrant que les séismes ne se produisent pas de manière régulière mais qu’ils ont tendance à s’organiser en essaim temporel et spatial sur une faille ou au sein d’un système de failles. Ensuite, je résumerai les principaux mécanismes proposés dans la littérature pour expliquer ce comportement. L’influence de la géométrie et de la maturité de la faille dans l’initiation, la propagation et l’arrêt des ruptures sismiques sera ensuite abordée. Enfin, je définirai la problématique de cette thèse et détaillerai les moyens mis en œuvre pour y répondre.

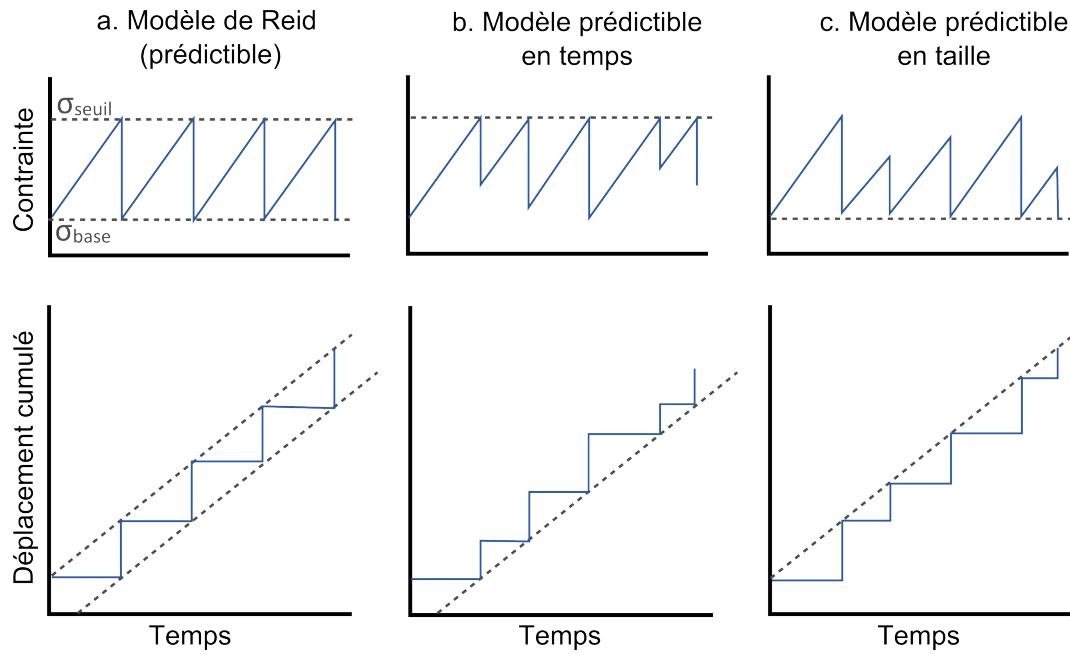


FIGURE 1.1 – Modèles conceptuels de cycle sismique. (a) Modèle parfaitement prédictible [Reid, 1910], les contraintes seuils et minimales sont constantes dans le temps, les séismes sont donc tous de même taille et le temps de récurrence est constant. (b) Modèle prédictible en temps. La contrainte seuil est constante mais la contrainte minimale varie. La taille du dernier séisme permet de déduire la date du prochain. (c) Modèle prédictible en taille. La contrainte minimale est constante mais la contrainte seuil varie. Le temps écoulé depuis le dernier séisme permet de déduire la taille du prochain. Figure modifiée d'après Shimazaki and Nakata [1980].

1.2 Les observations de séquences et de supercycles sismiques

Les observations permettant de mettre en évidence une organisation spatiale et temporelle des séismes majeurs au sein des systèmes de failles sont de deux types : les observations historiques et instrumentales d'une part et les observations paléosismologiques d'autre part. Les données historiques (archives historiques, témoignages humains) et instrumentales (i.e. sismologiques et géodésiques) ont permis de mettre en évidence l'occurrence de groupes de séismes majeurs se produisant au sein de système de failles sur des durées relativement courtes (de l'année à quelques dizaines d'années) [e.g. [Ambraseys, 1970](#); [Berberian and Yeats, 1999](#)]. On parle alors de séquence de séismes.

Les données paléosismologiques permettent de retrouver l'histoire sismique des failles d'un système sur plusieurs milliers d'années. Ces données ont mis en évidence deux choses : (1) certaines failles subissent des périodes d'intense activité sismique séparées par de longues périodes de quiescence, la succession d'un essaim et d'une période de quiescence formant ce que l'on appelle un supercycle sismique ; (2) les périodes d'intenses activités sismiques peuvent être soit synchrones sur les failles d'un système soit anti-synchrones.

1.2.1 Observation de séquences de séismes

Les séquences de séismes s'observent à des échelles temporelles et spatiales variées. Les séismes d'une séquence peuvent soit rompre successivement tous les segments d'une même faille, soit rompre différentes failles d'un même système de failles.

Sur des échelles de temps et d'espace relativement courtes, nous pouvons citer la séquence de séismes qui s'est récemment produite en Italie sur les systèmes de failles normales NNO-SSE du Monte Vettore-Monte Bove et du Laga Montes. Cette séquence implique trois séismes de magnitude allant de 5.9 à 6.5 qui se sont produits en seulement 2 mois : le séisme d'Amatrice (Mw 6.0) le 24 août 2016, le séisme d'Ussita (Mw 5.9) le 26 octobre 2016 et le séisme de Norcia (Mw 6.5) le 30 octobre 2016. Ces trois séismes ont rompu des segments de failles colinéaires et leurs épicentres sont distants d'une vingtaine de kilomètres [[Pizzi et al., 2017](#)]. Ces failles montrent des évidences d'activité sismique durant l'Holocène mais aucun séisme ne s'est produit sur ces failles pendant la période historique.

Un autre exemple de séquence sismique est celle qui s'est produite entre 1992 et 1999 dans la zone de cisaillement de l'est californien (ECSZ). Cette séquence est constituée de 4 séismes de magnitude supérieure à 6 en l'espace de 7 ans qui se sont produits sur des failles dont le temps de récurrence est estimé à 1000 ans [[Freed, 2005](#)]. La séquence débute en avril 1992 par le séisme de Joshua Tree (Mw 6.1), 2 mois après survient le séisme de Landers (Mw 7.3), lui-même suivi trois heures plus tard par le séisme de Big-Bear (Mw 6.3) [[Hauksson et al., 1993](#)]. Enfin, le séisme d'Hector-Mine (Mw 7.1) clôt la séquence 7

ans après, le 16 octobre 1999 [Dreger and Kaverina, 2000]. Les séismes de Joshua Tree et de Landers se sont produits le long de la faille de Camp Rock, celui de Big Bear sur une petite faille perpendiculaire située à une vingtaine de kilomètres de la faille de Camp Rock, et le séisme d'Hector Mine s'est produit sur la faille de Pisgah, parallèle à celle de Camp Rock et située également à une vingtaine de kilomètres. Cette séquence implique donc des échelles spatiales similaires à celle décrite précédemment. Cependant, les intervalles de temps entre séismes successifs sont plus variés, allant de quelques heures à quelques années.

La séquence de séismes qui s'est produite sur la faille Nord Anatolienne [Stein et al., 1997] est probablement la plus connue des séquences sismiques. Composée de 11 séismes décrochants de magnitude allant de 6.5 à 7.9, cette séquence a rompu plus de 900 km de la faille Nord Anatolienne entre 1939 et 1999 (Figure 1.2). La progression de la séquence s'est globalement faite d'est en ouest. Les deux plus gros séismes de la séquence ($M > 7.7$) se sont produits en 1939 et 1943 et ont rompu à eux deux environ 650 km de la partie est de la faille Nord Anatolienne [Ambraseys, 1970; Barka and Kadinsky-Cade, 1988]. A l'ouest, 300 km de rupture se sont produits via 4 séismes principaux entre 1944 et 1999 [Ambraseys, 1970; Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Akyüz et al., 2002; Barka et al., 2002]. Cette séquence implique des intervalles de temps entre séismes successifs allant de quelques mois à une vingtaine d'années.

Une séquence similaire a rompu la faille Est Anatolienne de 1759 à 1905. Cette séquence comprend 8 séismes de magnitude allant de 6.6 à 7.4 et s'est propagée des extrémités vers le centre de la faille [Ambraseys, 1989; Hubert-Ferrari et al., 2003].

Enfin, certaines séquences sismiques impliquent des échelles spatiales largement supérieures sur des temps relativement long. Par exemple, la séquence de séismes de Mongolie comprend 5 séismes de magnitude $M_w > 7.0$ qui se sont produits en 62 ans sur des failles séparées jusqu'à 400 km de distance [Pollitz et al., 2003]. Les estimations du temps de récurrence des failles impliquées dans la séquence sont de l'ordre de plusieurs milliers d'années [Ritz et al., 2003]. Cette séquence suggère qu'il peut exister des interactions entre séismes sur des temps relativement longs (plusieurs dizaines d'années) et sur de grandes distances (plusieurs centaines de kilomètres) [Chéry et al., 2001a; Pollitz et al., 2003].

1.2.2 Observation de supercycles sismiques

En Italie, la datation cosmogénique des escarpements de faille a permis à Schlagenhauf et al. [2011] de retrouver l'histoire sismique de la faille normale de Velino-Magnola. Leur étude montre que 9 séismes ont rompu la totalité de la faille ces 15 000 dernières années et que la majorité d'entre eux se sont produits durant deux essais d'une durée d'environ 1000 ans (Figure 1.3a). Ces essais ont été précédés par de longues périodes de

1.2. Les observations de séquences et de supercycles sismiques

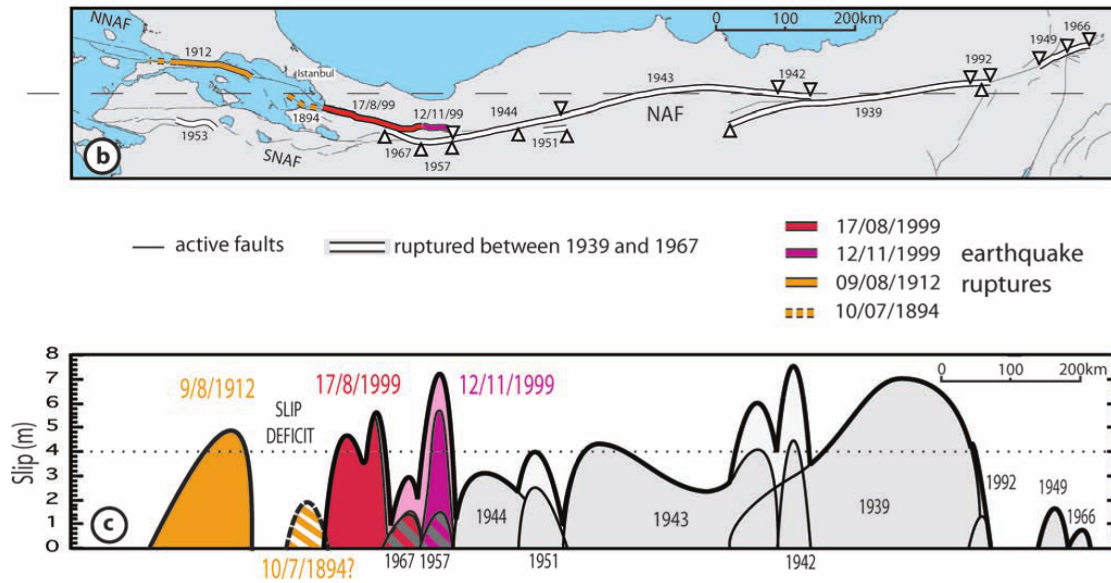


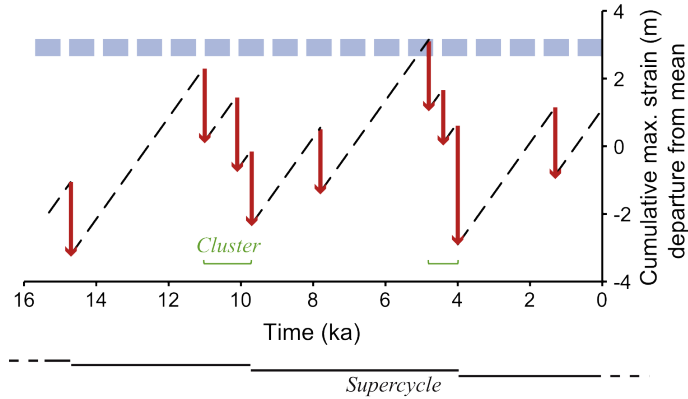
FIGURE 1.2 – Séquence de séismes le long de la faille Nord Anatolienne. Onze séismes de magnitude supérieure à 6.5 ont rompu d'est en ouest 900 km de la faille entre 1939 et 1999. Figure modifiée d'après [Pondard et al. \[2007\]](#).

quiescence sismique d'environ 4500 ans. Le comportement sismique au cours de ces 15 000 dernières années de la faille de Velino-Magnola n'est pas une exception puisque l'étude paléosismologique de 6 autres failles de ce même système (système de failles de Fucino) montre également que l'accumulation et la libération des contraintes se produisent sous forme de supercycle sismique d'une durée de 3-6 ka et que les périodes d'activité sismique sont synchrones sur toutes les failles [\[Benedetti et al., 2013\]](#).

Il existe également des supercycles sismiques impliquant des échelles temporelles plus courtes. En retrouvant les variations du niveau relatif de la mer par datation de coraux situés sur les îles de la plaque plongeante du méga-chevauchement de Sunda, [Sieh et al. \[2008\]](#) ont pu mettre en évidence 4 supercycles sismiques qui se sont produits ces 700 dernières années. Chaque supercycle implique plusieurs séismes majeurs, dure plusieurs dizaines d'années et est suivi par 200 ans de quiescence sismique (Figure 1.3b). Ces quatre supercycles ont été retrouvés sur trois sites différents couvrant environ 110 km du méga-chevauchement de Sunda (Figure 1.3b).

En Californie, on observe une alternance de l'activité sismique entre deux systèmes de failles au cours de l'Holocène. Les études paléosismologiques indiquent en effet que lorsque les failles de la région de Los Angeles sont actives, celles de la ECSZ ne le sont pas et vice versa [\[Dolan et al., 2007\]](#) (Figure 1.4). Cela montre que des interactions entre systèmes de failles éloignés (~ 200 km) et impliquant de grandes échelles de temps (milliers d'années)

A. Supercycles sur la faille de Velino-Magnola (figure modifiée de *Schlagenhauf et al., 2011*)



B. Supercycles dans la zone de subduction de Sumatra (figure modifiée de *Sieh et al., 2008*)

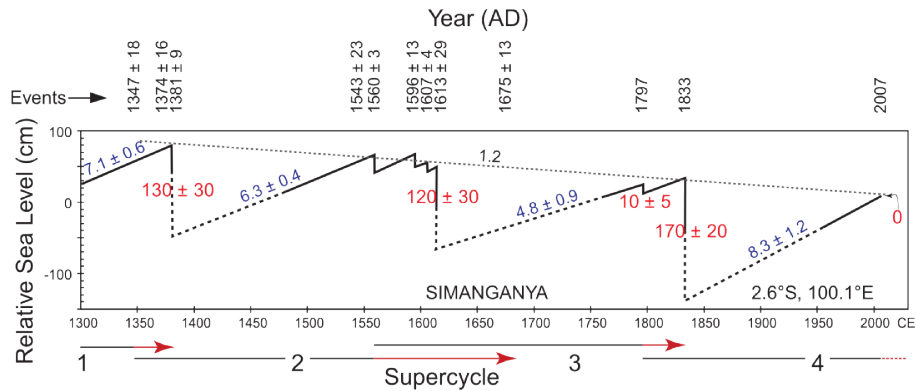


FIGURE 1.3 – Supercycles sismiques au cours de l'Holocène déduits d'études paléosismologiques (a) sur la faille normale de Velino-Magnola en Italie [*Schlagenhauf et al., 2011*] et (b) dans la zone de subduction de Sumatra en Indonésie [*Sieh et al., 2008*].

existent. Un cas similaire a été observé en Turquie au cours des 2000 dernières années entre la faille Nord Anatolienne et la faille Est Anatolienne [*Ambraseys, 1971; Hubert-Ferrari et al., 2003*].

Les exemples de supercycles sismiques sur une faille sont encore nombreux. On peut par exemple citer les essais de séismes sur les failles normales du Basin and Range (Utah, Etats-Unis) [*Wallace, 1987; McCalpin and Nishenko, 1996*], sur la faille de la mer morte [*Marco et al., 1996; Ferry et al., 2011; Klinger et al., 2015; Lefevre et al., 2018*], dans la zone sismique de New Madrid (Mississippi, Etats-Unis) [*Holbrook et al., 2006*] ou encore sur la faille d'Altyn Tagh (Chine) [*Gold et al., 2017*].

Pour résumer, les observations faites dans la nature montrent que les séismes tendent

1.3. Déclenchement de séisme

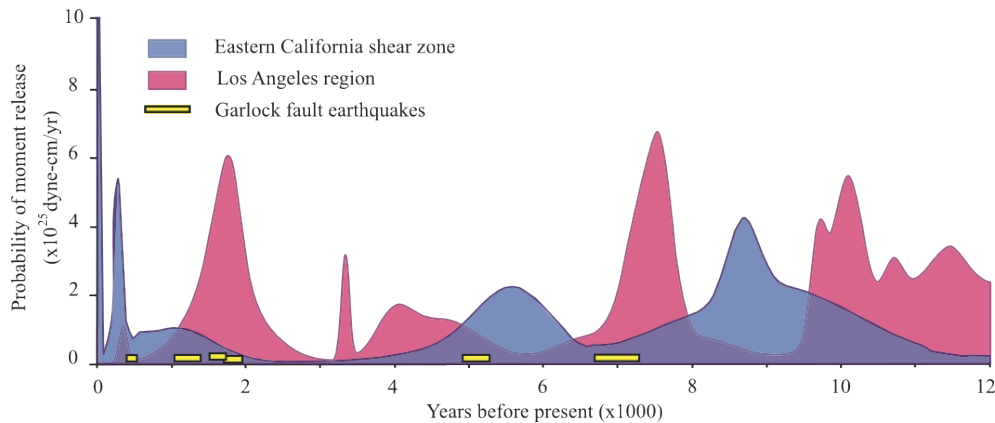


FIGURE 1.4 – Alternance de l’activité sismique au cours de l’Holocène entre la ECSZ et les failles de la région de Los Angeles. Figure modifiée d’après Dolan et al. [2007].

à s’organiser en essaim spatial et temporel au sein des systèmes de failles. Dans ce qui suit, je m’attacherai seulement à décrire les principaux processus évoqués dans la littérature pour expliquer l’organisation des séismes en séquence au sein d’un système de failles. Je n’évoquerai pas les processus permettant d’expliquer la rupture répétée d’un même segment de faille [e.g. Ben-zion et al., 1999; Lyakhovsky et al., 2001; Kenner and Simons, 2005].

1.3 Déclenchement de séisme

1.3.1 Déclenchement de séisme par transfert de contrainte cosismique et postsismique

Le temps de récurrence moyen des séismes sur les failles impliquées dans les séquences décrites dans la section 1.2.1 sont de l’ordre de la centaine au millier d’années. L’occurrence de plusieurs séismes majeurs sur des temps courts (mois à quelques dizaines d’années) ne serait donc pas une coïncidence mais résulterait plutôt du fait que chaque séisme de la séquence ait déclenché, ou plus exactement favorisé, le prochain. Une possibilité est que ce « déclenchement » se fasse via une redistribution de contrainte générée par le séisme déclencheur. En effet, l’occurrence d’un séisme produit une perturbation de contrainte aux alentours de la faille rompue et peut ainsi rapprocher ou éloigner les failles voisines de leur seuil de rupture. On modélise souvent cet effet via le calcul de la variation de contrainte de Coulomb basé sur le critère de rupture de Coulomb [e.g. King et al., 1994; Stein et al., 1997; King and Cocco, 2001].

Le critère de rupture de Coulomb a été défini par des expériences menées en laboratoire dans lesquelles des échantillons de roche étaient soumis à des contraintes normales et cisailantes [Jaeger and Cook, 1979; Scholz, 2002]. D’après ce critère, la rupture se produit

lorsque la contrainte cisailante œuvrant à la rupture d'une faille est suffisamment grande pour vaincre la contrainte normale (ou contrainte de confinement) qui, avec le frottement sur le plan de faille, empêche la faille de glisser. La contrainte cisailante seuil à partir de laquelle la rupture se produit est reliée à la contrainte normale par la relation suivante :

$$\tau_{max} = \mu(\sigma_n - p) + c \quad (1.1)$$

avec τ_{max} la contrainte cisailante seuil parallèle à la direction du glissement, σ_n la contrainte normale au plan de faille, μ le coefficient de frottement, p la pression de pore et c la cohésion du matériaux. Cette équation implique qu'une faille se rapproche de la rupture lorsque sa contrainte cisailante augmente et/ou lorsque sa contrainte normale effective ($\sigma_n - p$) diminue. La contrainte de Coulomb σ_c , exprimée en bar ou en pascal, définit cette « distance à la rupture » et s'exprime comme suit :

$$\sigma_c = \tau - \mu(\sigma_n - p) \quad (1.2)$$

Dans la nature l'état de contrainte est difficilement mesurable et donc peu connu. En revanche, les variations de contrainte peuvent être estimées et de cette estimation, la variation de contrainte de Coulomb peut être déduite.

$$\Delta\sigma_c = \Delta\tau - \mu(\Delta\sigma_n - \Delta p) \quad (1.3)$$

A partir de l'équation 1.3 nous pouvons donc déduire si une faille se rapproche ($\Delta\sigma_c$ positive) ou s'éloigne ($\Delta\sigma_c$ négative) de son seuil de rupture. Généralement, la variation de la pression de pore est considérée comme proportionnelle à la variation de contrainte normale et est intégrée dans un coefficient de frottement effectif :

$$\mu' = \mu(1 - \beta) \quad (1.4)$$

avec β le coefficient de Skempton. L'équation 1.3 devient donc [Reasenbergs and Simpson, 1997] :

$$\Delta\sigma_c = \Delta\tau - \mu'(\Delta\sigma_n) \quad (1.5)$$

Le calcul des variations de contrainte de Coulomb a permis d'expliquer un grand nombre d'observations sismologiques. On observe par exemple une bonne corrélation entre la localisation des répliques d'un séisme et les zones de variations de contrainte positives, tandis que les zones de variations de contrainte négatives ne présentent que peu ou pas de sismicité [e.g. King et al., 1994; Toda et al., 2005].

De même, le calcul des variations de contrainte cosismiques a permis à de nombreux auteurs d'expliquer la localisation des séismes successifs au sein d'une séquence sismique. Ainsi, Stein et al. [1997] ont montré que tous les séismes sauf un de la séquence qui s'est

1.3. Déclenchement de séisme

produite sur la faille Nord Anatolienne avaient rapproché de la rupture l'épicentre du séisme suivant (Figure 1.5). Les variations de contrainte de Coulomb calculées sont comprises entre 0.1 et 10 bar. Ils ont également démontré qu'il y avait une probabilité haute qu'un séisme majeur se produise à l'endroit où a eu lieu, 2 ans plus tard, le séisme d'Izmit (Mw 7.4). La même année, [Deng and Sykes \[1997\]](#) ont calculé la variation de contrainte de Coulomb induite par le chargement intersismique et les séismes majeurs entre 1812 et 2025 en Californie du Sud. Ils montrent que 95% des séismes bien localisés de magnitude supérieure à 6 sont situés dans des lobes positifs de variation de contrainte de Coulomb. Plus récemment, [Wedmore et al. \[2017\]](#) ont calculé les variations de contrainte de Coulomb cosismiques et intersismiques depuis 1654 sur le système de failles normales de l'Apennin central (Italie). Ils montrent que 20 des 21 séismes historiques qui se sont produits dans cette région sont situés dans des zones de variation de contrainte de Coulomb largement positive (entre 1 et 10 bar).

Cependant, les variations de contrainte de Coulomb cosismiques ne permettent pas toujours d'expliquer la localisation des séismes d'une séquence. A titre d'exemple, les variations de contrainte de Coulomb cosismiques causées par le séisme de Landers sont comprises entre -1.4 bar [[USGS, 2000](#)] et +0.5 bar [[Parsons and Dreger, 2000](#)] à l'épicentre du séisme d'Hector-Mine, selon le modèle de source utilisé. En prenant seulement en compte les variations de contrainte cosismiques, le séisme d'Hector-Mine ne peut pas être considéré comme favorisé par le séisme de Landers.

Les processus postsismiques transitoires sont capables de produire des déformations significatives dont l'effet sur les failles et dans le milieu peut également être quantifié en terme de variation de contrainte de Coulomb. Le processus postsismique le plus souvent évoqué dans les problèmes de déclenchement de séisme est la relaxation viscoélastique de la croûte inférieure et du manteau supérieur [e.g. [Pollitz and Sacks, 1997](#); [Deng et al., 1999](#); [Pollitz et al., 2003](#)]. A environ 15 km de profondeur, les conditions de température et de pression sont telles que les roches se déforment de manière viscoélastique [[Kirby and Kronenberg, 1987](#)]. Lors d'un séisme, ces régions répondent aux contraintes brutalement libérées de manière élastique. A la suite du séisme, la croûte inférieure et le manteau supérieur commencent à se relaxer en diffusant les contraintes loin de la source et en les retransmettant vers la croûte supérieure. Dans le cas de failles décrochantes verticales, ce processus résulte en des variations de contrainte de Coulomb intensifiées : les zones de variations positives le deviennent encore plus et vice-versa. [Freed and Lin \[2001\]](#) se sont attachés à calculer les variations de contrainte de Coulomb postsismiques du séisme de Landers. En calculant 7 ans de relaxation viscoélastique postsismique et selon la rhéologie de la lithosphère considérée, ils obtiennent une variation de contrainte de Coulomb entre 1 et 2 bar à l'épicentre du séisme d'Hector-Mine (Figure 1.6). De la même manière, [Pollitz et al. \[2003\]](#) utilise un modèle de lithosphère stratifié pour calculer les variations

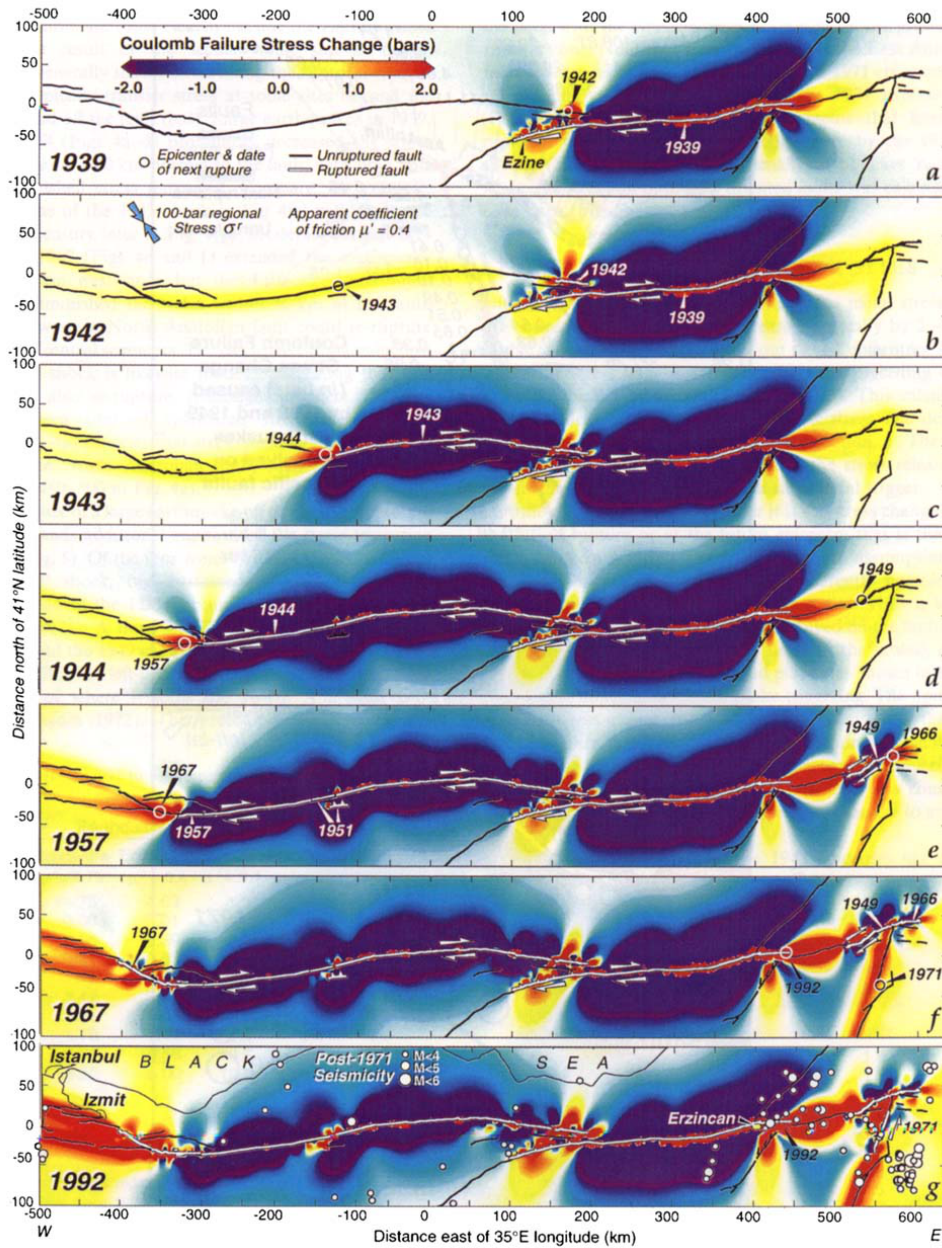


FIGURE 1.5 – Variations de contrainte de Coulomb cumulées causées par les déformations cosismiques des séismes de la séquence de la faille Nord Anatolienne et par le chargement intersismique entre 1939 et 1992. L'épicentre de chaque séisme est localisé dans une zone de variation de contrainte de Coulomb largement positive (de 2 à 5 bar) à l'exception du séisme de 1943 pour lequel la variation de contrainte de Coulomb est positive mais plus faible (second panneau). D'après [Stein et al. \[1997\]](#).

1.3. Déclenchement de séisme

de contrainte de Coulomb cosismiques et postsismiques causées par les 5 séismes majeurs ($7 < M_w < 8.4$) de la séquence sismique de Mongolie. Ils montrent que tous les séismes de $M_w > 6$ dont la source est bien contrainte tombent dans un lobe de variation de contrainte de Coulomb positive de +0.5 bar en moyenne. Par ailleurs, ils montrent également que les variations de contrainte cosismiques seules sont trop faibles (< 0.1 bar) pour expliquer le déclenchement des séismes de la séquence situés à grande distance (> 100 km) les uns des autres. [Pollitz and Sacks \[1997\]](#) ont également utilisé un modèle viscoélastique pour suggérer que le séisme de Kobe ($M 6.9$, 1995) a été encouragé par deux séismes survenus 50 ans plus tôt.

La relaxation viscoélastique n'est pas le seul processus de déformation postsismique capable de modifier l'état de contrainte du milieu. Par exemple, [Hearn et al. \[2002\]](#) ont montré que le glissement asismique qui s'est produit à la suite du séisme d'Izmit ($M_w 7.4$, 1999) avait augmenté les variations de contrainte cosismiques à l'épicentre du séisme de Düzce ($M_w 7.1$, 1999) de 70%. Le rebond poroélastique postsismique, correspondant à un rééquilibrage de la pression de pore après un séisme, est également capable de générer des variations de contrainte significatives dans le milieu [e.g. [Masterlark et al., 2013](#)]. Ces deux derniers processus de déformation postsismique génèrent des déformations transitoires à plus court-terme et sur de plus petites échelles spatiales comparés au processus de relaxation viscoélastique postsismique.

Pour résumé, les variations de contrainte de Coulomb co- et postsismiques peuvent donc expliquer la localisation des séismes au sein d'une séquence sismique. De plus, les variations de contrainte liées à la relaxation viscoélastique postsismique donnent une explication au déclenchement de séismes localisés à grande distance de la source mais également aux délais relativement longs pouvant exister entre deux séismes d'une séquence.

1.3.2 Déclenchement dynamique de séisme

Dans les minutes qui ont suivi le séisme de Landers, une augmentation du taux de sismicité a été observée à divers endroits aux Etats-Unis à des distances épicentrales pouvant atteindre 1000 km [e.g. [Hill et al., 1993](#)]. La majorité des séismes observés étaient de faible magnitude ($1 < M < 3$), bien que des séismes modérés, allant jusqu'à une magnitude de 5.6 se soient produits. Des observations similaires ont été faites après plusieurs autres séismes majeurs tels que les séismes de Dénali ($M_w 7.9$, 2002), d'Izmit ($M_w 7.4$, 1999) et d'Hector-Mine ($M_w 7.1$, 1999) [e.g. [Brodsky et al., 2000](#); [Glowacka et al., 2002](#); [Gomberg et al., 2004](#)]. Ce déclenchement de séisme à grande distance est généralement expliqué comme étant l'œuvre du passage du train d'ondes sismiques. Lorsqu'elles se propagent, les ondes sismiques induisent, localement et de manière transitoire, des variations de contrainte qui peuvent amener une faille à son seuil de rupture. Cependant, la plupart de la sismicité

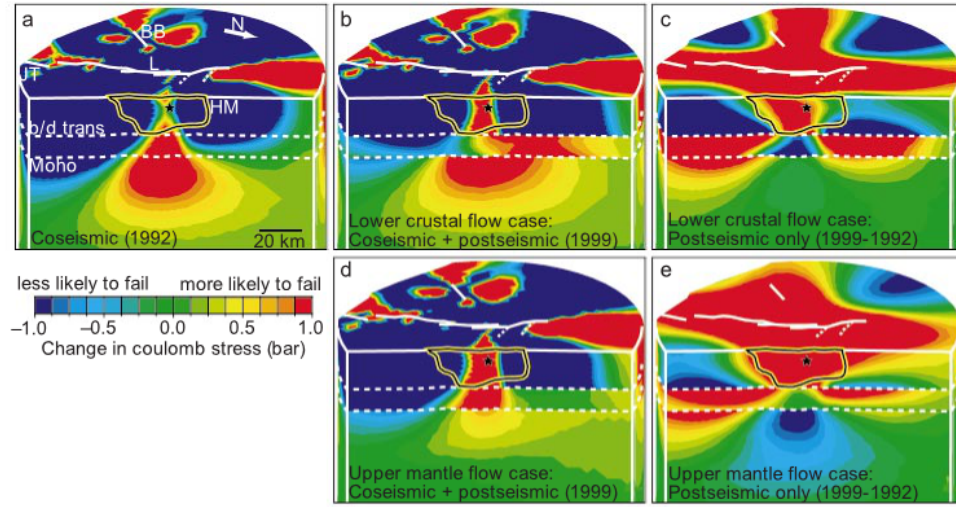


FIGURE 1.6 – Représentation en trois dimensions des variations de contrainte de Coulomb cosismiques et postsismiques causées par le séisme de Landers calculées à l'épicentre du séisme d'Hector Mine. (a) Variations de contrainte cosismiques. (b,d) Somme des variations de contrainte cosismiques et postsismiques pour deux rhéologies différentes de lithosphère. (c,e) Variations de contrainte postsismiques seules. D'après [Freed and Lin \[2001\]](#).

induite à longue distance se produit après un délai allant de quelques minutes à quelques heures [[Freed, 2005](#)]. Une explication plausible est que le passage des ondes sismiques induirait un processus secondaire, tel qu'une augmentation dépendante du temps de la pression de pore. L'augmentation de la pression de pore conduirait alors à une diminution de la contrainte normale effective qui mènerait à la rupture de la faille considérée [[Freed, 2005](#)].

1.4 Mécanisme de synchronisation des failles

Les variations de contrainte de Coulomb cosismiques et/ou postsismiques impliquées dans le déclenchement de séismes varient de 0.1 à 10 bar (section 1.3.1). Ces variations de contrainte sont donc beaucoup plus faibles que la chute de contrainte qui se produit lors d'un séisme qui est généralement comprise entre 10 et 100 bar [[Kanamori and Anderson, 1975](#); [Allmann and Shearer, 2009](#)]. Ceci implique que toutes les failles rompues lors d'une séquence de séismes doivent être proches de la rupture, c'est-à-dire loin dans leur cycle sismique respectif. Il devrait donc exister un mécanisme qui synchronise les cycles sismiques des failles d'un même système [[Scholz, 2010](#)]. Dans cette partie, nous verrons que les transferts de contrainte co- et/ou postsismiques entre failles peuvent amener, à long-terme, à la synchronisation des ruptures des failles d'un système.

1.4. Mécanisme de synchronisation des failles

1.4.1 Les transferts de contrainte comme mécanisme de synchronisation

Scholz [2010] a constaté que les failles de la ECSZ ayant une vitesse de glissement similaire ont également une histoire sismique similaire (essaim de séismes aux mêmes époques durant l'Holocène, Figure 1.7). Pour expliquer cette observation, il fait l'analogie entre les failles de la ECSZ et un système d'oscillateurs de relaxation couplés. Ainsi, il propose que les cycles sismiques de deux failles voisines ayant les mêmes vitesses de glissement se synchronisent à force de transferts de contrainte positifs. Dans le langage d'un système d'oscillateurs couplés, cette synchronisation est appelée le verrouillage de phase. Au contraire, si deux failles n'ont pas les même vitesses de glissement, les transferts de contrainte positifs ne permettent pas leur synchronisation. Selon Scholz [2010] et d'après la comparaison de l'histoire sismique et des vitesses de glissement des failles de la ECSZ, une différence de vitesse de glissement de 20 à 30 % est suffisante pour empêcher les failles de se synchroniser. Pour finir, il explique que la synchronisation est favorisée lorsque les failles du système sont parallèles entre elles car cela leur permet d'être couplées positivement sur toute leur longueur.

Sammis and Smith [2013] ont exploré le concept décrit par Scholz [2010] en modélisant deux failles comme un système d'oscillateurs de relaxation couplés par un transfert de contrainte positif. Ils montrent que pour que les failles se synchronisent, il est nécessaire de considérer une relation non linéaire entre contrainte et déformation telle que celle observée lors des essais tri-axiaux menés en laboratoire [Lockner, 1998]. La non-linéarité de la relation fait qu'un même incrément de contrainte engendre un plus grand incrément de déformation en fin de cycle qu'en début de cycle (Figure 1.8a). Pour des transferts de contrainte positifs, cela réduit l'intervalle de temps entre les séismes sur les deux failles et conduit à la synchronisation de leurs cycles sismiques (Figure 1.8b). De plus, ils montrent que plus les temps de récurrence des failles sont différents, plus le transfert de contrainte doit être grand pour que les failles se synchronisent.

1.4.2 Impact de la relaxation viscoélastique postsismique

Chéry et al. [2001b] ont testé l'effet de la relaxation viscoélastique postsismique dans la synchronisation de deux failles trop lointaines pour interagir via des transferts de contrainte cosismiques. Leur modèle est composé de deux dispositifs patin-ressort-piston interagissant via des transferts de contrainte co- et postsismiques positifs et représentant deux failles décrochantes parallèles l'une à l'autre, séparées de 150 km et ayant le même temps de récurrence. Leurs résultats sont représentés sur la figure 1.9. Sur chaque figure, la distribution du temps écoulé entre deux séismes successifs sans distinction de faille (période inter-séismes) est représentée. Si les failles n'interagissent pas entre elles, alors la distribution des périodes inter-séismes est uniforme. Si au contraire elles interagissent, la distribution des périodes inter-séismes montre un plus grand nombre de séismes se pro-

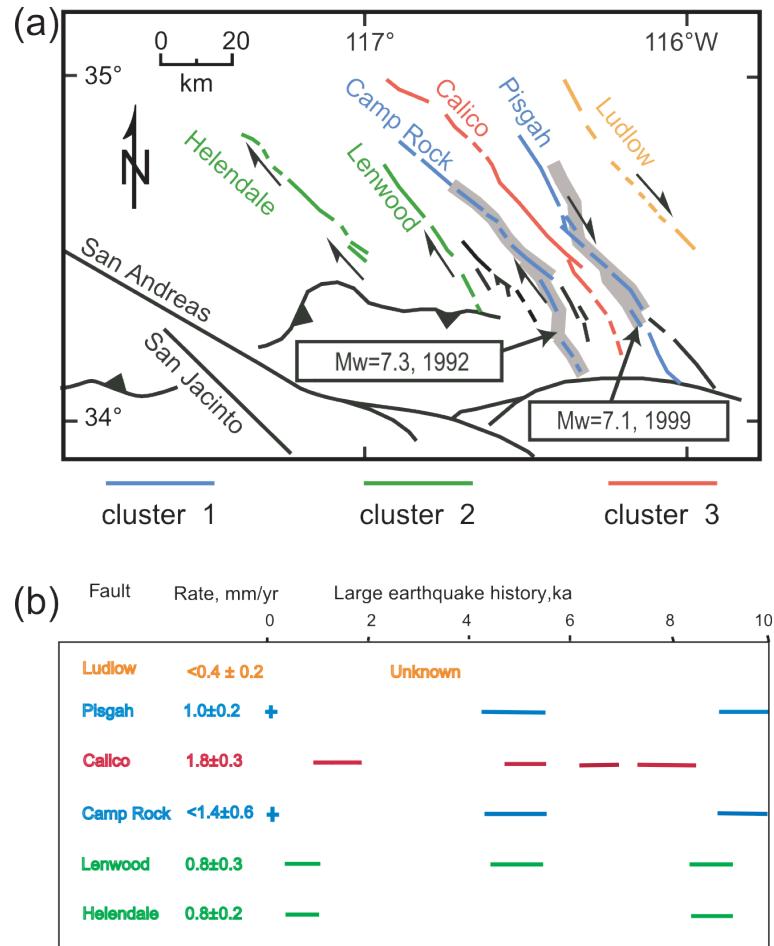


FIGURE 1.7 – (a) Failles de la ECSZ et localisation des séismes de Landers (Mw 7.3, 1992) et d'Hector-Mine (Mw 7.1, 1999). (b) Vitesse de glissement et histoire paléosismologique des failles de la ECSZ. Du fait de leur histoire paléosismologique et de leur vitesse de glissement, [Scholz \[2010\]](#) considère que les failles de Lenwood et Helendale sont synchronisées entre elles, ainsi que celles de Plagah et Camp Rock tandis que les failles de Calico et Ludlow sont indépendantes. D'après [Scholz \[2010\]](#).

1.4. Mécanisme de synchronisation des failles

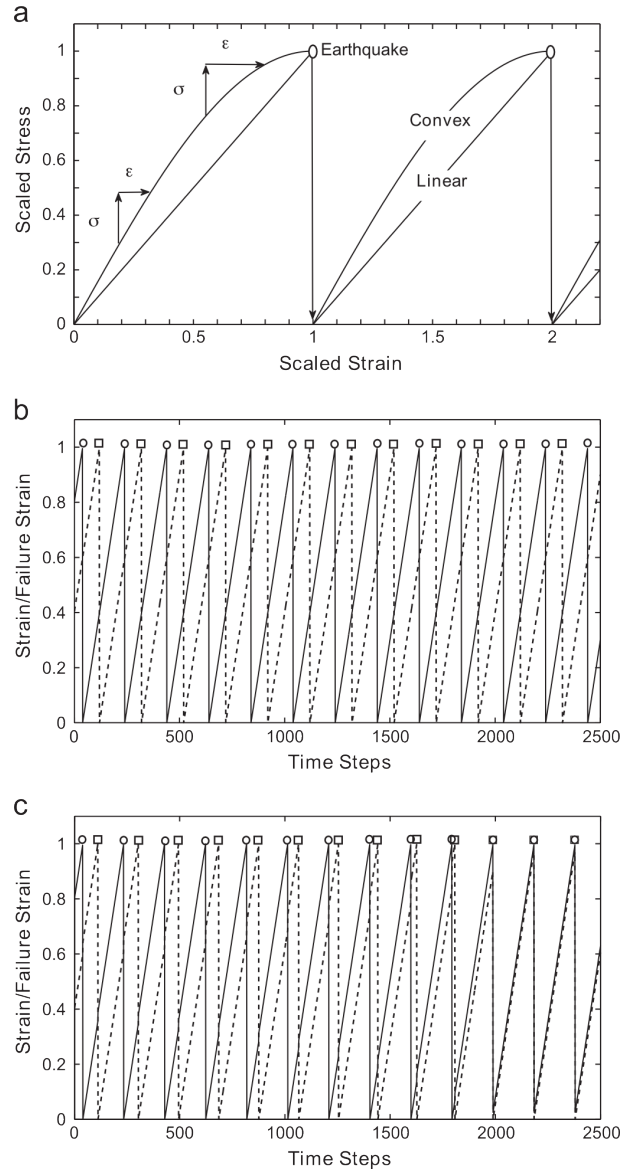


FIGURE 1.8 – Relation entre déformation et contrainte et cycles sismiques de deux failles modélisées comme un système d'oscillateurs de relaxation couplés par des transferts de contrainte positifs (a) Illustration de la relation linéaire ou non-linéaire (convexe) entre la déformation et la contrainte. Lorsque la relation entre contrainte et déformation est convexe, un incrément de contrainte en fin de cycle induit un plus grand incrément en déformation qu'en début du cycle. (b) Déformation en fonction du temps sur les deux failles lorsqu'une relation linéaire entre contrainte et déformation est considérée. En considérant une relation linéaire entre contrainte et déformation, les transferts de contrainte ne permettent pas la synchronisation des cycles sismiques des deux failles. (c) Déformation en fonction du temps sur les deux failles lorsqu'une relation non linéaire entre contrainte et déformation est considérée. La non-linéarité de la relation permet la synchronisation des cycles sismiques des deux failles par transfert de contrainte. D'après Sammis and Smith [2013].

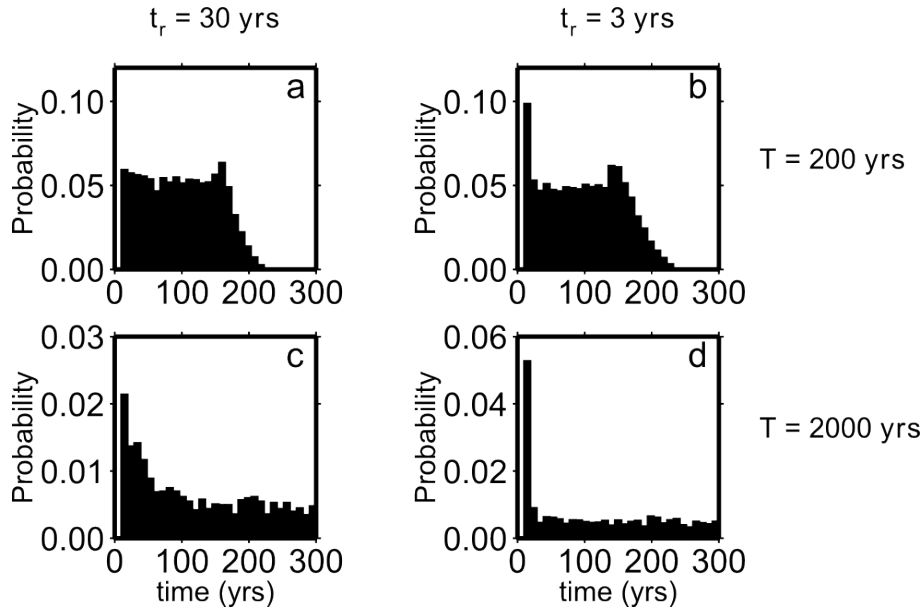


FIGURE 1.9 – Impact du taux de relaxation (t_r) et du temps de récurrence (T) sur l'intervalle de temps entre deux séismes successifs sur un système de failles composé de deux failles décrochantes senestres parallèles l'une à l'autre et séparées de 150 km. D'après Chéry et al. [2001b].

duisant à des intervalles de temps courts plutôt qu'à des intervalles de temps longs. Cette étude montre qu'un temps de relaxation court (i.e viscosité de la lithosphère faible) favorise la synchronisation des ruptures de deux failles lointaines et que cette synchronisation est d'autant plus importante que le temps de récurrence est long (i.e chargement tectonique lent).

En utilisant un modèle 3D à éléments finis, Lynch et al. [2003] ont étudié l'influence de la relaxation viscoélastique postsismique sur le cycle sismique de deux failles colinéaires ayant le même temps de récurrence et séparées par un segment glissant asismiquement (par analogie au segment nord et sud de la faille de San Andreas). Leurs résultats montrent que les cycles sismiques des deux segments se synchronisent lorsque la viscosité de la lithosphère est faible (1×10^{18} Pa.s) ou lorsque la distance les séparant est courte ($< \sim 50$ km).

1.5 Ruptures et propriétés des failles

Nous avons vu dans la section 1.3.1 que les séismes se produisaient préférentiellement dans les zones chargées en contrainte par les séismes précédents et le chargement séculaire. Connaître l'évolution spatiale et temporelle des contraintes dans la croûte est donc crucial pour l'estimation de l'aléa sismique. Mais ce n'est pas suffisant. Il est également primordial de comprendre ce qui contrôle l'extension – et par conséquent la taille – d'un séisme. En d'autres termes, pourquoi une rupture sismique s'initie, se propage et s'arrête là où elle

1.5. Ruptures et propriétés des failles

le fait ? Nous verrons dans cette partie que les propriétés structurales des failles peuvent avoir un impact sur l'initiation, la propagation et l'arrêt des ruptures sismiques.

1.5.1 Segmentation, complexités géométriques et maturité des failles

Toutes les failles, quelque soit leur cinématique ou leur longueur, sont constituées de plusieurs segments principaux, eux-mêmes divisés en plusieurs segments secondaires (Figure 1.10) [Segall and Pollard, 1980; Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Ben-zion and Sammis, 2003; Manighetti et al., 2015]. Les intersegments sont généralement des zones de complexité géométrique telles que des zones de relais ou des changements d'azimut de la faille (coude). A ces intersegments, le déplacement cumulé est réduit par rapport à celui des segments (Figure 1.10) [e.g. Ellis and Dunlap, 1988; Manighetti et al., 2001; Bull et al., 2006]. Les complexités géométriques des failles ne sont pas pérennes, l'étude de plusieurs failles décrochantes dans le monde a montré que le nombre de zones de relais par unité de longueur décroît avec l'augmentation du déplacement cumulé sur la faille [Wesnousky, 1988; De Joussineau and Aydin, 2009]. En effet, lors de leur développement initial, les failles sont caractérisées par une large zone composée de nombreux segments individuels et indépendants. Au fur et à mesure que les segments accommodent la déformation, ils se rassemblent et fusionnent pour donner une faille plus mature, structuralement simple et continue [e.g. Wesnousky, 1988; Manighetti et al., 2015] (Figure 1.10).

De nombreuses études documentent l'effet des complexités géométriques des failles sur l'initiation, la propagation et l'arrêt des ruptures sismiques. Certaines études, basées sur des observations, montrent que les complexités géométriques des failles telles que les coudes et les zones de relais correspondent souvent au point d'initiation et/ou d'arrêt des ruptures sismiques [King and Nabelek, 1985; Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Wesnousky, 1988, 2006]. D'autres études modélisent la propagation de la rupture au travers d'intersegments de différentes géométries. D'après celles-ci, les ruptures se propagent plus rapidement au travers des zones de relais en compression qu'au travers de ceux en extension (Figure 1.11). Cependant, la rupture est capable de traverser de plus larges zones de relais en extension qu'en compression [Harris et al., 1991; Lozos et al., 2011, 2015]. Dans la plupart des cas, les observations et les modélisations dynamiques de la rupture montrent que des zones de relais dont la largeur est supérieure à 5 km suffisent à stopper la propagation de la rupture [Harris and Day, 1993, 1999; Lettis et al., 2002; Wesnousky, 2006]. Elliott et al. [2009] ont également montré qu'il y avait une forte corrélation entre la distance sur laquelle le glissement décroît en arrivant sur la zone de relais et la capacité de la zone de relais à arrêter la rupture. Leurs observations suggèrent que si le gradient du glissement cosismique à la limite du segment est inférieure à 20 cm/km, la rupture ne se propage pas sur le segment suivant.

Les complexités géométriques des failles peuvent donc conditionner la longueur de la

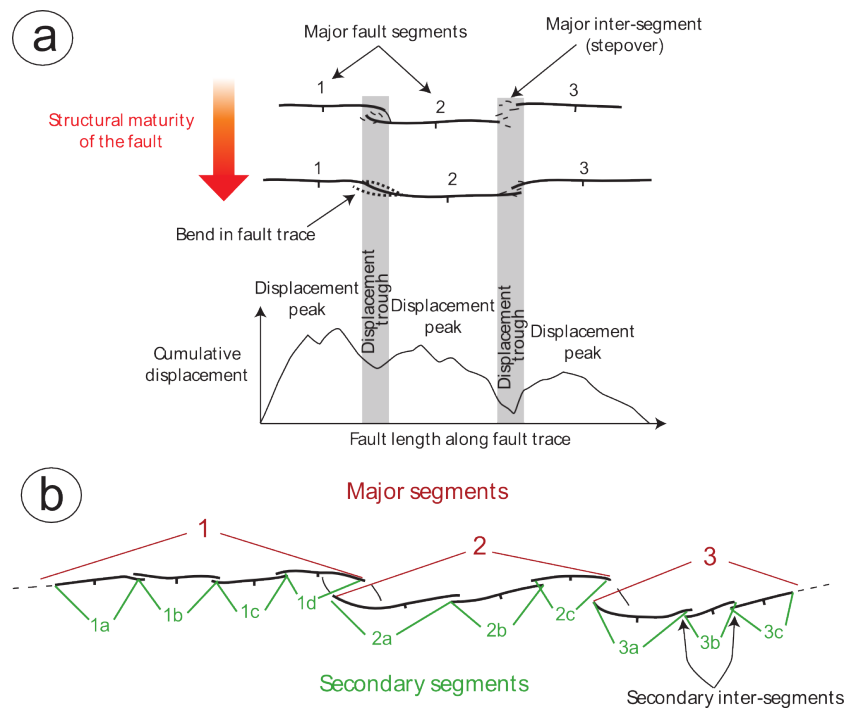


FIGURE 1.10 – Représentation schématique de la segmentation d'une faille et de sa maturité. (a) Les failles sont composées de plusieurs segments séparés par des complexités géométriques (zone de relais ou coude). Ces complexités géométriques sont associées à des creux dans les courbes de déplacement cumulé. Les segments deviennent de plus en plus connectés au fur et à mesure que la faille accumule du déplacement et vieillit. (b) Chaque segment principal est lui-même divisé en plusieurs segments secondaires. D'après [Manighetti et al. \[2015\]](#).

1.6. Problématique et démarche : un pas de plus vers la compréhension des séquences de séismes

a. Zone de relais en extension



b. Zone de relais en compression



FIGURE 1.11 – Représentation schématique d’une zone de relais en extension (a) et en compression (b).

rupture lors d’un séisme. Une faille plus mature est donc supposée produire des longueurs de rupture plus grandes qu’une faille immature. En effet, les segments d’une faille plutôt immature vont rompre individuellement tandis que les segments d’une faille mature, étant mieux liés, pourront rompre les uns après les autres conduisant ainsi à un séisme plus fort [Manighetti et al., 2007].

1.5.2 Lien avec les séquences de séismes

En exerçant un contrôle sur l’extension des ruptures sismiques, les complexités géométriques des failles peuvent avoir une influence sur le nombre et la taille des séismes au sein des séquences sismiques. Par exemple, la séquence de séismes qui s’est produite sur la faille Nord Anatolienne entre 1939 et 1999 a rompu 900 km de faille. Sur ces 900 km, 650 km de rupture se sont produits lors de deux séismes en 1939 (M 7.9) et 1944 (M 7.7) tandis que les 300 km restants ont rompu lors de quatre séismes principaux entre 1944 et 1999 (M 6.8-7.4). À l’est, la partie de la faille rompue par les séismes de 1939 et 1944 est composée de segments plutôt rectilignes, longs et simples. À l’ouest, la partie de la faille ayant rompu en quatre séismes est plus complexe. Dans cette zone, la faille se divise en plusieurs branches et chaque branche est composée de plusieurs segments séparés par de larges inter-segments [Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Armijo et al., 1999; Hubert-Ferrari et al., 2002]. Si toute la faille Nord Anatolienne avait été structuralement simple, la séquence qui s’est produite entre 1939-1999 aurait peut-être été composée d’un moins grand nombre de séismes, si l’on se base sur les éléments décrits dans la section précédente.

1.6 Problématique et démarche : un pas de plus vers la compréhension des séquences de séismes

1.6.1 Bilan et questions

Comme nous l'avons vu au cours de ce chapitre, les failles d'un même système peuvent communiquer via des transferts de contrainte se produisant lors des différentes phases du cycle sismique. De nombreuses études montrent en effet la bonne corrélation existante entre les zones de variation de contrainte de Coulomb cosismique et/ou postsismique positive et les épicentres des séismes majeurs au sein d'un système de failles (section 1.3.1). Cette corrélation a été constatée dans tous les contextes tectoniques [e.g. [Stein et al., 1997](#); [Lin and Stein, 2004](#); [Wedmore et al., 2017](#)]. La grande majorité des études existantes impliquent des systèmes de failles ayant une configuration géométrique simple. Elles concernent des successions de séismes qui ont rompu des segments colinéaires d'une même faille [e.g. [Stein et al., 1997](#); [Cocco et al., 2000](#); [Nostro et al., 2001](#); [Nalbant et al., 2002, 2006](#); [Pollitz et al., 2006](#); [Ali et al., 2008](#); [Shan et al., 2013](#); [Mildon et al., 2017](#)], ou des segments de failles parallèles entre elles [e.g. [Hodgkinson et al., 1996](#); [Caskey and Wesnousky, 1997](#); [Arnadottir et al., 2003](#); [Nalbant et al., 2005b](#); [He and Peltzer, 2010](#); [Ryder et al., 2012](#); [Wedmore et al., 2017](#)]. L'hypothèse selon laquelle les transferts de contrainte favorisent la succession de séismes est donc validée pour des cas « simples ». Qu'en est-il des séquences se produisant dans des systèmes de failles à la configuration géométrique complexe ? A notre connaissance, très peu d'études de transfert de contrainte de Coulomb ont été menées dans de tels systèmes. [Nalbant et al. \[2005a\]](#) ont calculé les variations de contrainte cosismiques produites par tous les séismes de $M > 6.7$ depuis 1780 sur la faille Est Anatolienne pour savoir s'ils avaient favorisé l'occurrence du séisme de Bingol ($M_w 6.4$, 2003) qui s'est produit sur une faille conjuguée dextre de la faille Est Anatolienne. Ils montrent que les variations de contrainte cosismiques produites par les séismes majeurs depuis 1780 ne favorisent pas l'occurrence du séisme de Bingol et que seul le chargement intersismique permet de rapprocher de la rupture la faille sur laquelle il s'est produit. Il est donc important de déterminer si ce résultat est généralisable ou si c'est une exception. Pour cela, il est nécessaire de multiplier les modélisations de variation de contrainte de Coulomb au cours de séquences de séismes s'étant produites au sein de systèmes de failles aux configurations géométriques complexes

Nous avons également vu au cours de ce chapitre que les transferts de contrainte, s'ils sont positifs, pouvaient conduire au fil du temps, à une synchronisation des cycles sismiques des failles d'un même système expliquant ainsi l'occurrence des séismes en séquence. Selon [Scholz \[2010\]](#), pour que le phénomène de synchronisation se produise, il faut que les failles du système soient parallèles entre elles et qu'elles aient une vitesse de glissement similaire. Pourtant, il existe des systèmes de failles montrant des indices de synchronisation (i.e. séquence de séismes) où ces conditions ne sont pas remplies [e.g. [Benedetti et al., 2013](#)]. Comment alors font ces failles pour se synchroniser et produire des séquences de séismes majeurs ? Répondre à cette question nécessite de mettre en place des modélisations de

1.6. Problématique et démarche : un pas de plus vers la compréhension des séquences de séismes

cycles sismiques successifs prenant en compte les transferts de contrainte entre séismes au sein de systèmes de failles aux configurations géométriques complexes et ayant des vitesses de glissement différentes.

1.6.2 Enjeux de la thèse et challenges : de l’observation à la modélisation

Nous proposons donc d’étudier une séquence de séismes majeurs qui s’est produite au sein d’un système de failles à la configuration géométrique complexe afin d’évaluer (1) si les transferts de contrainte permettent d’expliquer la succession de séismes de la séquence et (2) s’ils permettent à long-terme de synchroniser les cycles sismiques des failles du système.

Pour estimer de manière robuste les transferts de contrainte cosismiques et postsismiques au cours d’une séquence de séismes, il est nécessaire d’avoir une connaissance précise des séismes de la séquence ainsi que de la rhéologie du milieu. Ainsi pour répondre à la problématique, nous sommes confrontés à 4 challenges : (1) connaître (via l’observation) les déformations au cours de la séquence pour augmenter nos connaissances sur les séismes qui la composent ; (2) connaître la structure viscoélastique de la lithosphère ; (3) intégrer ces connaissances dans une modélisation adaptée ; (4) choisir une séquence cible adéquate.

Connaître (via l’observation) les déformations au cours de la séquence

La première étape de notre démarche consiste à mesurer les déplacements de surface associés à une séquence entière pour modéliser ensuite le plus précisément possible l’évolution spatio-temporelle des contraintes au cours de la séquence. Sachant que la plupart des séquences de séismes ont débuté avant l’ère de la géodésie moderne, cette étape constitue un challenge majeur. En effet, les techniques de mesure par géodésie spatiale (GNSS et InSAR) nous permettent de quantifier de manière dense et précise les déplacements de surface depuis les années 90 seulement. Il nous faut donc étendre notre fenêtre d’observation aux séismes pré-géodésie moderne (pre-1990). La seule technique de mesure de la déformation capable de cela est la corrélation d’images optiques. Cette technique permet en effet d’utiliser les archives de photos aériennes et satellites historiques pour mesurer les déplacements horizontaux causés par des événements anciens. Elle a par exemple permis de mesurer avec succès les déplacements de surface causés par la crise de rifting de Krafla (1975-1984) [Hollingsworth et al., 2012, 2013] ou le séisme de Tabas-e-Golshan (Mw 7.3, 1978) [Zhou et al., 2016]. Par ailleurs, cette technique permet une mesure à haute-résolution spatiale des déplacements proche-faille, elle est donc complémentaire aux techniques de mesure par GNSS et InSAR pour l’étude des séismes récents.

L’analyse approfondie des déplacements de surface causés par les séismes de la séquence nous permettra de contraindre plusieurs paramètres de la source des séismes tels que la géométrie de la rupture et la distribution de glissement, non seulement en surface (Cha-

pitre 3) mais également en profondeur (Chapitre 4). Ces paramètres, en plus d'augmenter nos connaissances sur les caractéristiques propres à chaque séisme, serviront de données d'entrée lors de la modélisation des transferts de contrainte.

Connaître la structure viscoélastique de la lithosphère

Le processus de relaxation viscoélastique postsismique est évoqué comme pouvant jouer un rôle majeur dans la mise en place de séquences de séismes et la synchronisation des failles. Il est donc nécessaire de connaître la structure viscoélastique de la lithosphère pour estimer de manière fiable les transferts de contrainte postsismiques et ainsi connaître leur contribution dans la mise en place de la séquence cible. La structure viscoélastique de la lithosphère est une donnée difficilement accessible mais un moyen de l'estimer est de mesurer et modéliser les déformations postsismiques d'un séisme en faisant l'hypothèse qu'elles sont produites par le processus de relaxation viscoélastique.

Intégrer ces connaissances dans une modélisation adaptée

Le dernier enjeu sera d'utiliser les informations précédemment acquises (sources des séismes, structure viscoélastique de la lithosphère) avec leurs incertitudes associées, ainsi que les informations supplémentaires disponibles dans la littérature (e.g trace long-terme des failles, champ de vitesses GPS intersismiques) dans un modèle de transfert de contrainte co- et postsismique. Notre objectif est de confirmer ou non le rôle des transferts de contrainte dans la succession de séismes au sein d'un système de failles à la configuration géométrique complexe (Chapitre 5).

Enfin, le dernier objectif de cette thèse sera donc de modéliser les interactions entre les failles de la séquence étudiée au cours d'une multitude de cycles sismiques afin de quantifier statistiquement si les processus d'interactions co- et/ou postsismiques ont un rôle important dans la synchronisation des différentes failles du système (Chapitre 5).

Choix de la séquence de séismes cible

Aux vues du type de séquence que l'on veut tester (séquence « complexe ») et des deux premiers points de notre démarche (observation de la séquence et estimation de la rhéologie), le choix de la séquence cible est intrinsèquement un challenge. Il s'est porté sur la séquence de séismes du Nord-Est Lut (nord-est de l'Iran) qui s'est produite entre 1936 et 1997 sur le système de failles conjuguées formé par les failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz. Cette séquence implique 11 séismes de magnitude supérieure à 6 dont trois de magnitude supérieure à 7. Les failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz ne sont ni parallèles entre elles, ni deux segments colinéaires d'une même faille. Cette séquence est donc un cas plus complexe que celles qui sont généralement étudiées. L'adéquation de cette séquence à notre problématique sera démontrée au chapitre 2 après une description de la séquence et du contexte géodynamique de la zone d'étude.

Chapitre 2

Cas d'étude : la séquence du Nord-Est Lut (Iran)

Sommaire

2.1	Introduction	36
2.2	Contexte géodynamique de l'Iran	36
2.2.1	Convergence Arabie-Eurasie et déformation actuelle	36
2.2.2	Accommodation de la déformation et failles actives à l'est de l'Iran	38
2.3	La séquence de séismes du NE Lut	42
2.3.1	Séisme de Dasht-e-Bayaz	44
2.3.2	Séisme de Khuli-Boniabad	45
2.3.3	Séisme de Zirkuh	45
2.4	Histoire sismique passée des failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz	49
2.4.1	Sismicité historique	49
2.4.2	Déplacements cumulés et vitesses de glissement holocènes des failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz	51
2.5	Intérêt de la séquence du NE Lut	52

2.1 Introduction

La séquence de séismes choisie pour notre étude s'est déroulée au nord-est du Lut (nord-est de l'Iran) entre 1936 et 1997. Dans ce chapitre, après une brève description du contexte géodynamique de l'Iran, je décris la séquence en question et détaille les raisons qui nous ont conduit à la choisir comme cas d'étude.

2.2 Contexte géodynamique de l'Iran

2.2.1 Convergence Arabie-Eurasie et déformation actuelle

Le territoire iranien fait partie de la chaîne alpino-himalayenne résultant de la collision entre l'Eurasie stable et les plaques Afrique, Arabie et Inde. Plus spécifiquement, la déformation actuelle iranienne est liée à la remontée de la plaque Arabie vers l'Eurasie [Jackson and Mckenzie, 1984] à une vitesse de 22 ± 2 mm/an selon une direction $N8^\circ \pm 5^\circ$ [Vernant et al., 2004; Masson et al., 2007]. Le champ de vitesses GPS montre que les vitesses des stations situées aux frontières nord et est de l'Iran sont nulles (Figure 2.1). La plupart du raccourcissement a donc lieu au sein des frontières politiques du pays tandis que l'Afghanistan et le Turkménistan se déforment peu et peuvent être considérés comme faisant partie de l'Eurasie stable.

La déformation active n'est pas organisée de manière uniforme mais se localise dans des zones spécifiques. A l'ouest de la longitude $58^\circ E$, la déformation est accommodée par la chaîne de montagnes du Zagros au sud et par la chaîne de montagnes de l'Alborz au nord. Ces deux chaînes de montagnes accommodent respectivement 6.5 ± 2 mm/an et 8 ± 2 mm/an de raccourcissement [Vernant et al., 2004]. A l'est de la longitude $58^\circ E$, la plupart du raccourcissement est accommodé par la subduction de Makran au sud (19.5 ± 2 mm/an) tandis que le Kopeh-Dagh accommode le raccourcissement restant au nord (6.5 ± 2 mm/an) [Vernant et al., 2004]. Au sud de la latitude $N34^\circ$, le déplacement relatif entre l'Iran et l'Afghanistan est accommodé par un système de grands décrochements dextres orientés NO-SE à N-S. Au nord de la latitude $N34^\circ$, l'accommodation est faite par des décrochements senestres orientés globalement E-O.

La répartition de la sismicité est étroitement liée aux zones de déformation décrites plus haut. Les séismes se localisent au sein des chaînes du Zagros, de l'Alborz et du Kopeh Dagh ainsi que le long des grandes failles décrochantes de l'est iranien (Figure 2.2). Ces zones sismiques délimitent plusieurs régions asismiques que sont l'Iran central, la mer Caspienne du Sud et le désert du Lut. La sismicité est différente au sud et au nord de l'Iran. Dans le Zagros, les séismes sont nombreux et de faibles magnitudes tandis qu'ils sont plus rares mais plus forts au nord de l'Iran (Figure 2.2). De plus, la déformation est

2.2. Contexte géodynamique de l'Iran

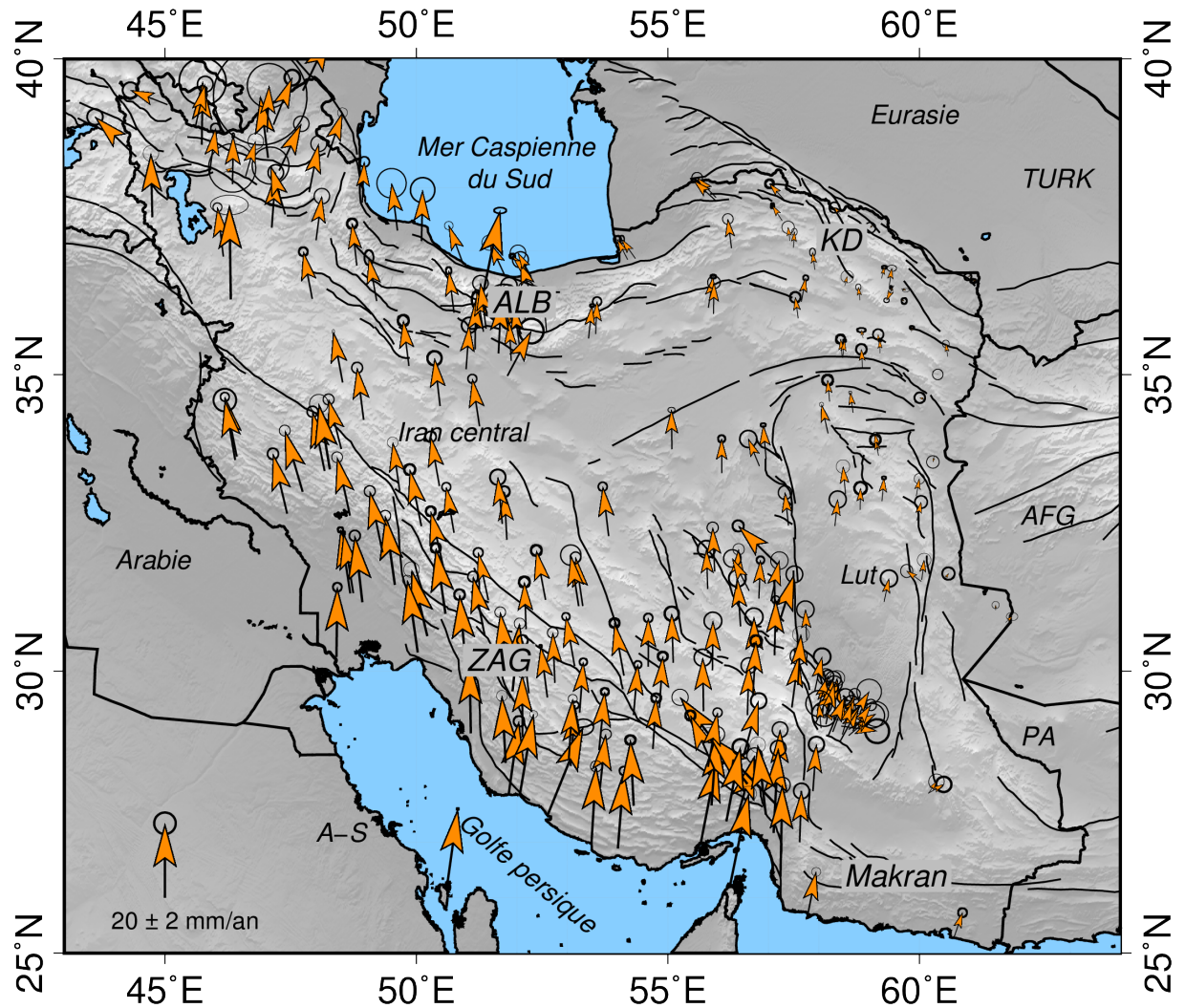


FIGURE 2.1 – Champ de vitesses GPS de l'Iran par rapport à l'Eurasie fixe [Vernant et al., 2004; Walpersdorf et al., 2006; Masson et al., 2007; Djamour et al., 2010, 2011; Walpersdorf et al., 2014]. Les traits fins représentent les failles actives et les traits épais représentent les frontières politiques. Les abréviations sont ALB : Alborz, KD : Kopeh Dagh, ZAG : Zagros, A-S : Arabie-Saoudite, PA : Pakistan, AFG : Afghanistan et TURK : Turkménistan.

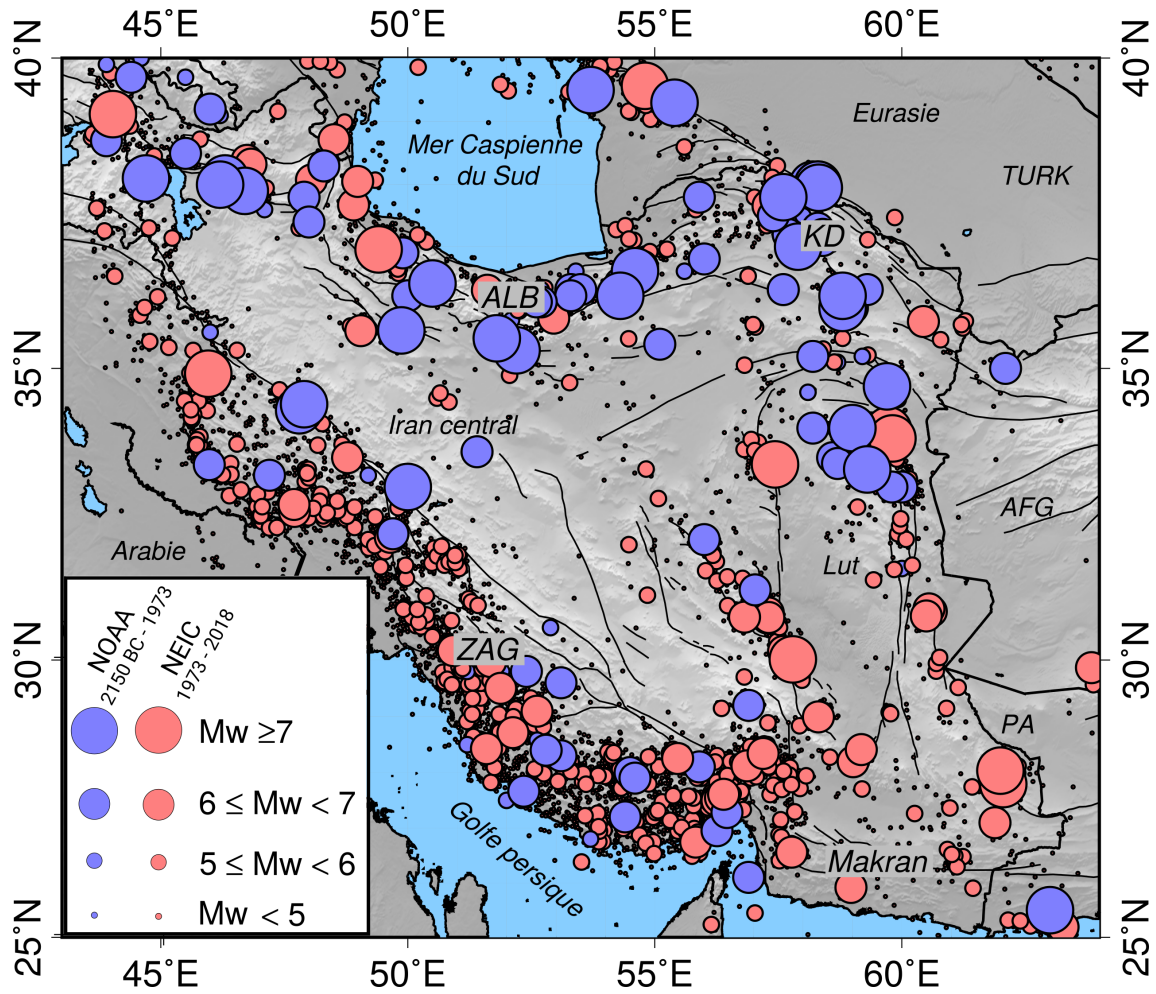


FIGURE 2.2 – Distribution de la sismicité historique (catalogue NOAA, 2150 BC -1973) et instrumentale (catalogue NEIC, 1973-2018) en Iran. Les traits fins représentent les failles actives et les traits épais représentent les frontières politiques. Les abréviations sont ALB : Alborz, KD : Kopeh Dag, ZAG : Zagros, PA : Pakistan, AFG : Afghanistan et TURK : Turkménistan.

principalement asismique dans le Zagros (moins de 5 % de déformation sismique) tandis qu'elle est principalement sismique dans l'Alborz et la région du Kopeh Dag (entre 30 et 100 % de déformation sismique) [Masson et al., 2005].

2.2.2 Accommodation de la déformation et failles actives à l'est de l'Iran

L'est iranien est découpé par de grandes failles décrochantes (Figure 2.3) permettant d'accommoder la déformation cisailante entre l'Iran et l'Afghanistan stable. Au sud de la latitude 34°N, ces failles sont dextres et d'orientation NNO-SSE à N-S. D'est en ouest, on trouve les failles de Deshir, d'Anar, de Kuhbanan, de l'Ouest Lut et de l'Est Lut. Ces deux dernières bordent le désert du Lut, font 700 km de long et sont composées de plusieurs segments (Figure 2.3). Ces failles accommodent la déformation de deux manières [Walpersdorf et al., 2014]. Premièrement, elles permettent la remontée de l'Iran vers le nord

2.2. Contexte géodynamique de l’Iran

à une vitesse de 6-13 mm/an par rapport à l’Afghanistan stable. Deuxièmement, elles accommodent du raccourcissement en subissant une rotation anti-horaire autour d’un axe vertical à une vitesse de $1 \pm 0.40^\circ/\text{Ma}$. Au nord de la latitude 33°N , la déformation est accommodée par des failles décrochantes senestres globalement E-O parmi lesquelles on peut noter la faille de Doruneh de 800 km de long et la faille de Dasht-e-Bayaz de 120 km de long (Figure 2.3). Certains auteurs suggèrent que pour pouvoir accommoder le cisaillement N-S entre l’Iran et l’Afghanistan, ces failles E-O doivent tourner dans le sens des aiguilles d’une montre autour d’un axe vertical situé près de la frontière afghane [e.g. Jackson and McKenzie, 1984; Walker et al., 2004; Walker and Jackson, 2004]. Cependant, de récentes données paléomagnétiques montrent que la faille de Doruneh n’a pas subi de rotation significative au cours du Néogène [Mattei et al., 2012]. De plus, la géométrie actuelle de cette faille est difficilement conciliable avec une rotation dans le sens des aiguilles d’une montre [Farbod et al., 2011]. Walpersdorf et al. [2014] suggèrent plutôt que la faille de Dasht-e-Bayaz s’est formée récemment pour permettre la rotation de la faille de l’Est Lut et que la forme courbe de la faille de Doruneh est liée à la rotation des blocs $\sim$ N-S de l’est iranien.

La modélisation des vitesses GPS de l’est iranien entre 1997 et 2008 a permis d’estimer la vitesse de glissement géodésique de ces failles [Walpersdorf et al., 2014]. Les failles de l’Est Lut (5.6 ± 0.6 mm/an), de l’Ouest Lut (4.4 ± 0.4 mm/an), de Kuhbanan (3.6 ± 1.3 mm/an), d’Anar (2.0 ± 0.7 mm/an), de Deshir (1.4 ± 0.9 mm/an), et de Doruneh (1.3 ± 0.8 mm/an) sont les principales failles qui accommodent la déformation actuelle de l’est iranien (Figure 2.3). Les figures 2.2 et 2.3 montrent que les failles ayant des vitesses de glissement géodésiques importantes sont aussi les plus actives sismiquement. En effet, les failles bordant le Lut ainsi que la faille de Kuhbanan sont sismiquement actives tandis que les failles de Deshir, d’Anar et de Doruneh sont relativement quiescentes depuis 2150 BC. De plus, certaines zones montrent des séismes majeurs spatialement clustérisés. C’est notamment le cas au sud de la faille de l’Ouest Lut, au nord de la faille de Zahedan et à l’intersection entre les failles de Dasht-e-Bayaz et d’Abiz (au nord de l’Est Lut). En effet, trois séquences de séismes majeurs ont eu lieu dans le Lut :

- Au sud de la bordure ouest du Lut, les failles de Gowk et de Khubanan ont subi entre les années 1980 et 2005 une succession de 5 séismes de $M_w > 6$ parmi lesquels se trouve le séisme de Bam ($M_w 6.6$, 2003). Les séismes ayant précédé la séquence dans cette région datent du 19^{ème} siècle mais leur localisation précise n’est pas connue [Berberian et al., 2001]. En décembre 2017, cette séquence s’est poursuivie avec l’occurrence de trois séismes de magnitude ~ 6 sur l’extrémité sud d’une faille localisée entre celles de Khubanan et de l’Ouest Lut (Figure 2.3).
- La faille de Zahedan (Est Lut) a subi une séquence de 3 séismes de magnitude ~ 6 en janvier 1997 [Berberian et al., 2000].
- Les failles de Dasht-e-Bayaz et d’Abiz (NE Lut) ont subi entre 1936 et 1997 une

séquence de 11 séismes de magnitude supérieure à 6 parmi lesquels trois sont de $M_w > 7$ [[Ambraseys and Melville, 1982](#); [Berberian and Yeats, 1999](#); [Berberian et al., 1999b](#)]. Cette séquence de séismes fait l'objet de cette thèse et sera précisément décrite dans la section suivante.

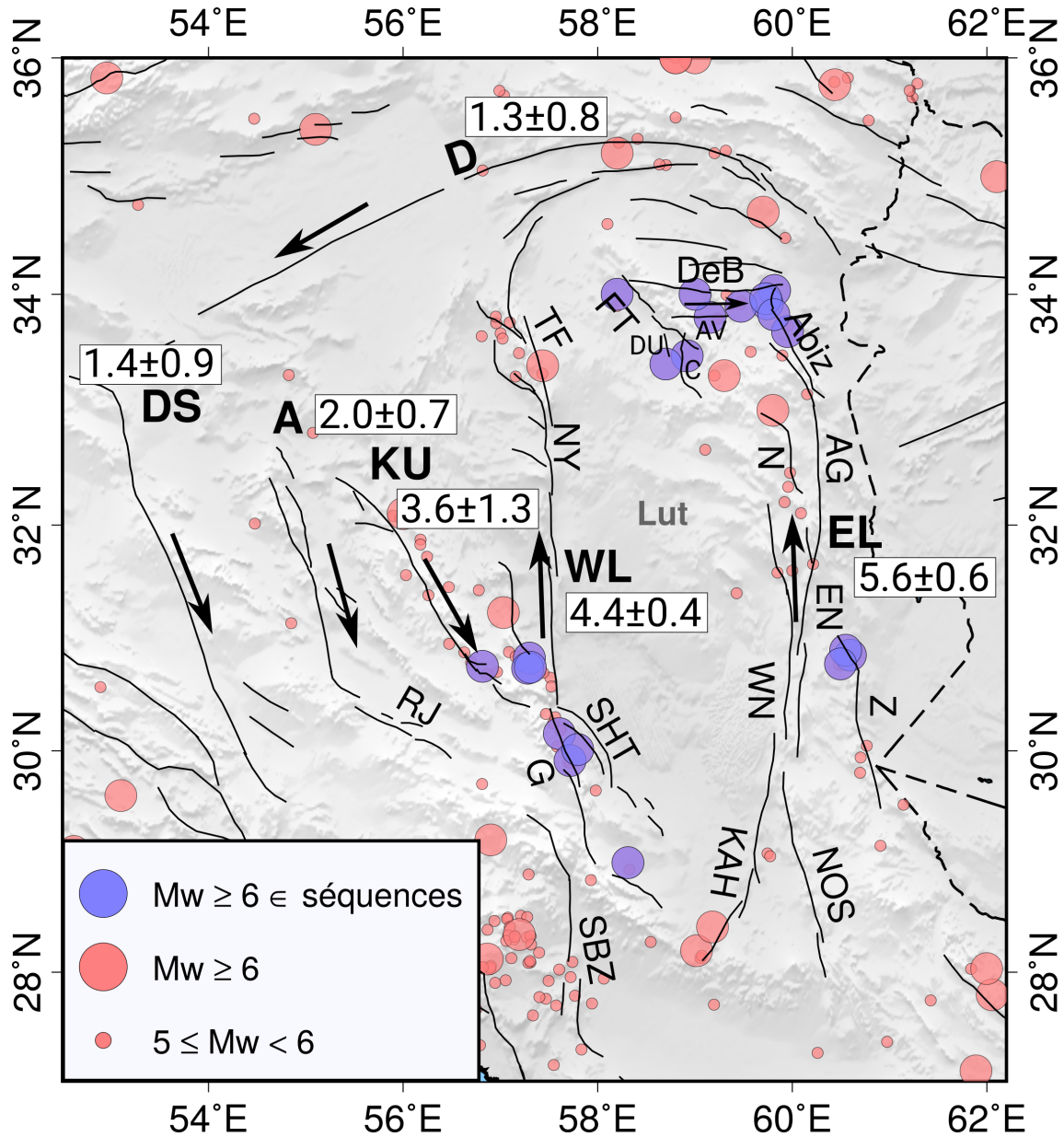


FIGURE 2.3 – Sismicité (catalogue NOAA, 2150 BC -1973, catalogue NEIC, 1973-2018) et vitesse de glissement géodésique des failles actives du NE de l'Iran. Les séismes représentés en bleu sont ceux appartenant à une des trois séquences de séismes majeurs du Lut. Les vitesses de glissement géodésiques des 6 failles principales sont indiquées en mm/an [Walpersdorf et al., 2014]. Les abréviations des failles majeures (nommées en gras) sont DS : Deshir, A : Anar, KU : Kuhbanan, WL : Ouest Lut, EL : Est Lut, D : Doruneh. Les autres abréviations sont RJ : Rafsanjan, TF : Torud Fault, NY : Nayband fault, SHT : Shahdad thrust, G : Gowk, SBZ : Sabzevaran, FT : Ferdows thrust, C : Chahak, DU : Dustabad, AV : Avash, DeB : Dasht-e-Bayaz, AG : Avaz-Gazik, N : Nauzad, EN : Est Neh, WN : Ouest Neh, Z : Zahedan, KAH : Kahurak, NOS : Nostarabad. Les lignes noires en pointillés représentent les frontières géographiques.

2.3 La séquence de séismes du NE Lut

La séquence de séismes du NE Lut s'est produite au NE du désert du Lut, principalement sur les failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz (segment de l'extrémité nord de la faille de l'Est Lut, Figure 2.3) entre 1936 et 1997. Cette séquence est composée de 11 séismes de magnitude supérieure à 6 dont trois séismes de magnitude supérieure à 7 (Figure 2.4 et Tableau 2.1). Ces derniers sont les séismes de Dasht-e-Bayaz (Mw 7.1, 1968), de Khuli-Boniabad (Mw 7.1, 1979) et de Zirkuh (Mw 7.2, 1997).

Les séismes de la séquence et leurs principales caractéristiques sont les suivants (Figure 2.4) :

- Le séisme du 10 juin 1936 (Ms 6.0) a produit ~ 10 km de rupture de surface orientée N160°E sur la faille d'Abiz. Ce séisme a fait 10 morts et de considérables dégâts [Ambraseys and Melville, 1977; Berberian and Yeats, 1999].
- Le séisme de Muhammadabad (Ms 6.1) a eu lieu le 16 février 1941 sur la faille de Chahak. C'est un séisme oblique dextre-inverse qui a produit entre 12 et 14 km de rupture de surface et 0.5 m de déplacement inverse (subsidence de la partie ouest de la faille). Il a tué 680 des 920 habitants de Muhammadabad [Ambraseys and Melville, 1982; Ambraseys and Jackson, 1998].
- Le 23 septembre 1947, un séisme de magnitude Ms 6.8 sur la faille de Dustabad détruit entièrement le village du même nom et fait 400 morts. Une rupture de surface de 20 km orientée N140°E a été observée. Des décalages dextres d'environ 1 m ont été mesurés à plusieurs endroits ainsi que des décalages verticaux de 30 à 80 cm. Des répliques ont été ressenties pendant une période de 7 mois après le séisme. [Ambraseys and Melville, 1982; Ambraseys and Jackson, 1998].
- Le séisme de Dasht-e-Bayaz de Mw 7.1 a eu lieu le 31 août 1968 et a rompu la majorité de la moitié ouest de la faille du même nom (voir la section 2.3.1 pour plus de détails). C'est l'évènement le plus meurtrier dans la région depuis la fin du 15^{ème} siècle [Ambraseys and Tchalenko, 1969].
- Environ 20 h après le séisme de Dasht-e-Bayaz, le 1^{er} septembre 1968, une réplique de Mw 6.2 de mécanisme inverse s'est produite proche de la faille de Ferdows [Crampin, 1969] et a fait 900 morts supplémentaires. Ce séisme a provoqué de nombreux dégâts dans la ville du même nom bien qu'aucune rupture de surface n'ait été observée.
- Le 7 novembre 1976, un séisme de Mw 6.0 se produit près de Qayin avec un mécanisme décrochant [Ambraseys and Melville, 1977]. Selon Walker et al. [2011], ce séisme s'est produit sur la faille d'Avash, située au sud de celle de Dasht-e-Bayaz. Aucune rupture de surface n'a été observée. Ce séisme a fait 17 morts.
- Le 16 janvier 1979, un séisme de mécanisme inverse et de Mw 6.5 s'est produit à

2.3. La séquence de séismes du NE Lut

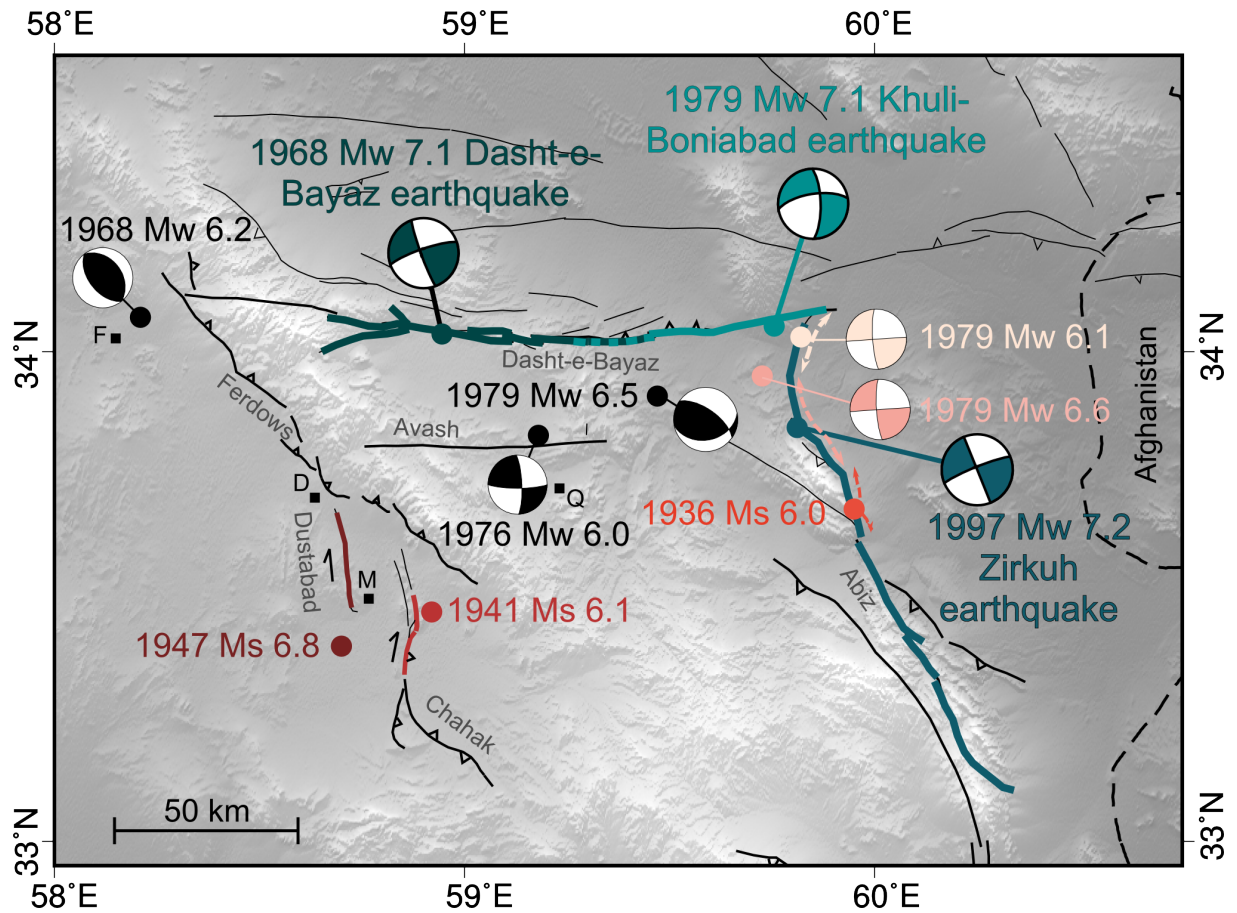


FIGURE 2.4 – Séquence de séismes du NE Lut. Les points indiquent l'épicentre de chaque séisme de la séquence. Les épicentres des séismes historiques (avant 1968) proviennent de [Ambraseys and Melville \[1982\]](#) et ceux des séismes instrumentaux (après 1968) proviennent de [Engdahl et al. \[2006\]](#). Les séismes et leur rupture de surface sont représentés par des couleurs différentes. Les ruptures de surface des séismes de Dasht-e-Bayaz et de Khuli-Boniabad se superposent au centre de la faille (trait en pointillés). Les doubles flèches en pointillés indiquent l'étendue de la rupture de surface des trois séismes de magnitude ~ 6 qui ont rompu la faille d'Abiz. Aucune rupture de surface n'a été observée pour les séismes représentés en noir. Les carrés noirs localisent les principaux villages de la région. F, M, Q et D veulent dire Ferdows, Muhammadabad, Qayin et Dustabad respectivement.

TABLEAU 2.1 – Séismes de la séquence du NE Lut

Date	Lat.	Lon.	Magnitude	Mécanisme	Faïlle	Ref.
10-06-1936	59.95	33.68	6.0 Ms	dextre	Abiz	2, 6
16-02-1941	58.92	33.47	6.1 Ms	dextre-inverse	Chahak	3, 4
23-09-1947	58.7	33.4	6.8 Ms	dextre	Dustabad	3, 4
31-08-1968	58.945	34.036	7.1 Mw	senestre	Dasht-e-Bayaz Ouest	1
01-09-1968	58.21	34.07	6.2 Mw	inverse	Ferdows	7
07-11-1976	59.18	33.83	6.0 Mw	décrochant	Avash	2, 10
16-01-1979	59.47	33.91	6.5 Mw	décrochant	?	6
14-11-1979	59.726	33.951	6.6 Mw	dextre	Abiz	6
27-11-1979	59.755	34.052	7.1 Mw	senestre	Dasht-e-Bayaz Est	8, 9
07-12-1979	59.82	34.03	6.1 Mw	dextre	Abiz	6
10-05-1997	59.811	33.846	7.2 Mw	dextre	Abiz	5

¹Ambraseys and Tchalenko [1969], ²Ambraseys and Melville [1977],

³Ambraseys and Melville [1982], ⁴Ambraseys and Jackson [1998], ⁵Berberian et al. [1999a],

⁶Berberian and Yeats [1999], ⁷Crampin [1969], ⁸Haghipour and Amidi [1980],

⁹Nowroozi and Mohajer-Ashjai [1980], ¹⁰Walker et al. [2011].

l'ouest de la faille d'Abiz mais n'est associé à aucune faille cartographiée [Berberian and Yeats, 1999]. Ce séisme a causé la mort de 200 personnes.

- Le 14 novembre 1979, le séisme de Korizan de Mw 6.6 rompt 20 km de la partie nord de la faille d'Abiz ; 1 mètre de déplacement dextre est mesuré sur le terrain [Berberian and Yeats, 1999]. Ce séisme a tué 350 personnes.
- Le 27 novembre 1979, le séisme de Khuli-Boniabad de Mw 7.1 rompt la moitié est de la faille de Dasht-e-Bayaz (voir la section 2.3.2 et le chapitre 3 pour plus de détails) [Nowroozi and Mohajer-Ashjai, 1980; Haghipour and Amidi, 1980].
- Le 7 décembre 1979, le séisme de Kalat-e-Shur de Mw 6.1 rompt les 15 km les plus au nord de la faille d'Abiz, juste avant sa jonction avec la faille de Dasht-e-Bayaz et au nord de la partie déjà rompue lors du séisme de Korizan [Berberian and Yeats, 1999].
- Le 10 mai 1997, le séisme de Zirkuh de Mw 7.2 rompt les 120 km de la faille d'Abiz (voir la section 2.3.3 et les chapitres 3 et 4 pour plus de détails) [Berberian et al., 1999a]. Deux répliques principales de Ms 5.4 et 5.8 ont eu lieu en juin 1997. Ce séisme clôt la séquence du NE Lut.

2.3.1 Séisme de Dasht-e-Bayaz

Le séisme de Dasht-e-Bayaz (Mw 7.1) a eu lieu le 31 août 1968 et a rompu la partie ouest de la faille de Dasht-e-Bayaz sur 80 km de long (Figure 2.4). Le choc, ressenti sur une surface de 400 000 km², a tué plus de 10 000 personnes. Il a produit un maximum de 4.5 m de déplacement senestre et 2.5 m de déplacement vertical d'après les mesures de terrain [Ambraseys and Tchalenko, 1969]. La figure 2.5 montre la cartographie de la rupture de surface ainsi que les décalages senestres mesurés sur le terrain [Ambraseys and Tchalenko,

2.3. La séquence de séismes du NE Lut

1969; Tchalenko and Ambraseys, 1970; Tchalenko and Berberian, 1975]. La rupture de surface est relativement complexe et constituée de plusieurs branches secondaires dans sa partie ouest. La courbe des décalages peut être divisée en trois parties ou segments distincts. De 0 à 25 km, les décalages sont de 2.4 m en moyenne avec un maximum de 4.5 m. Les décalages tombent à zéro à 25 km et augmentent de nouveau 4 km plus tard. Entre 29 et 48 km, les décalages sont de 2 m en moyenne avec un maximum de 4 m. Enfin, de 49 km à la fin de la rupture, les décalages diminuent drastiquement et sont de 0.40 m en moyenne (Figure 2.5). La limite entre les deux premiers segments correspond à une zone de relais majeure. C'est aussi l'endroit où la rupture s'est initiée (localisation épicentre) [Walker et al., 2004]. La limite entre le second et le troisième segment correspond à un coude dans la rupture de surface. Il semblerait donc que la géométrie de la faille ait joué un rôle majeur dans la propagation de la rupture.

La modélisation des formes d'ondes des ondes de volume suggère que ce séisme est la conséquence de deux sous-événements : un événement principal décrochant senestre et un second, plus petit (Mw 6.4) survenu 8 secondes après le premier et impliquant un mécanisme inverse d'orientation NW-SE [Walker et al., 2004]. L'épicentre de ce sous-événement est placé à l'est de l'événement principal, mais n'est pas bien contraint [Walker et al., 2004].

2.3.2 Séisme de Khuli-Boniabad

Le séisme de Khuli-Boniabad (Mw 7.1) a rompu 50 km de la partie est de la faille de Dasht-e-Bayaz entre les villages de Khuli et de Boniabad, le 27 novembre 1979 (Figures 2.4 et 2.6a). Il s'est produit durant une période de désordres civils empêchant une étude de terrain poussée de la rupture de surface du séisme [Berberian and Yeats, 1999]. Il a causé la mort d'au moins 17 personnes. Les deux uniques articles décrivant la rupture de surface sont très succincts et donnent parfois des indications contradictoires. Le premier indique des déplacements senestres et verticaux allant jusqu'à 4 m et 2.5 m respectivement [Haghipour and Amidi, 1980], tandis que le second indique au contraire un déplacement senestre maximal de 2,5 m et vertical de 3,8 m [Figure 2.6b et Nowroozi and Mohajer-Ashjai, 1980]. Les ruptures du séisme de Dasht-e-Bayaz et de Khuli-Boniabad se superposent sur 20 km de long au centre de la faille de Dasht-e-Bayaz (Figure 2.4).

2.3.3 Séisme de Zirkuh

Le séisme de Zirkuh (Mw 7.2) s'est produit le 10 mai 1997. Il a fait au moins 1568 morts et a complètement détruit 12 000 maisons dans 147 villages rendant ainsi 50 000 personnes sans-abris [Berberian et al., 1999a]. Ce séisme a rompu 120 km de la faille d'Abiz, y compris les parties déjà rompues durant les séismes de Mw ~ 6 de 1936 et de Korizan (1979)

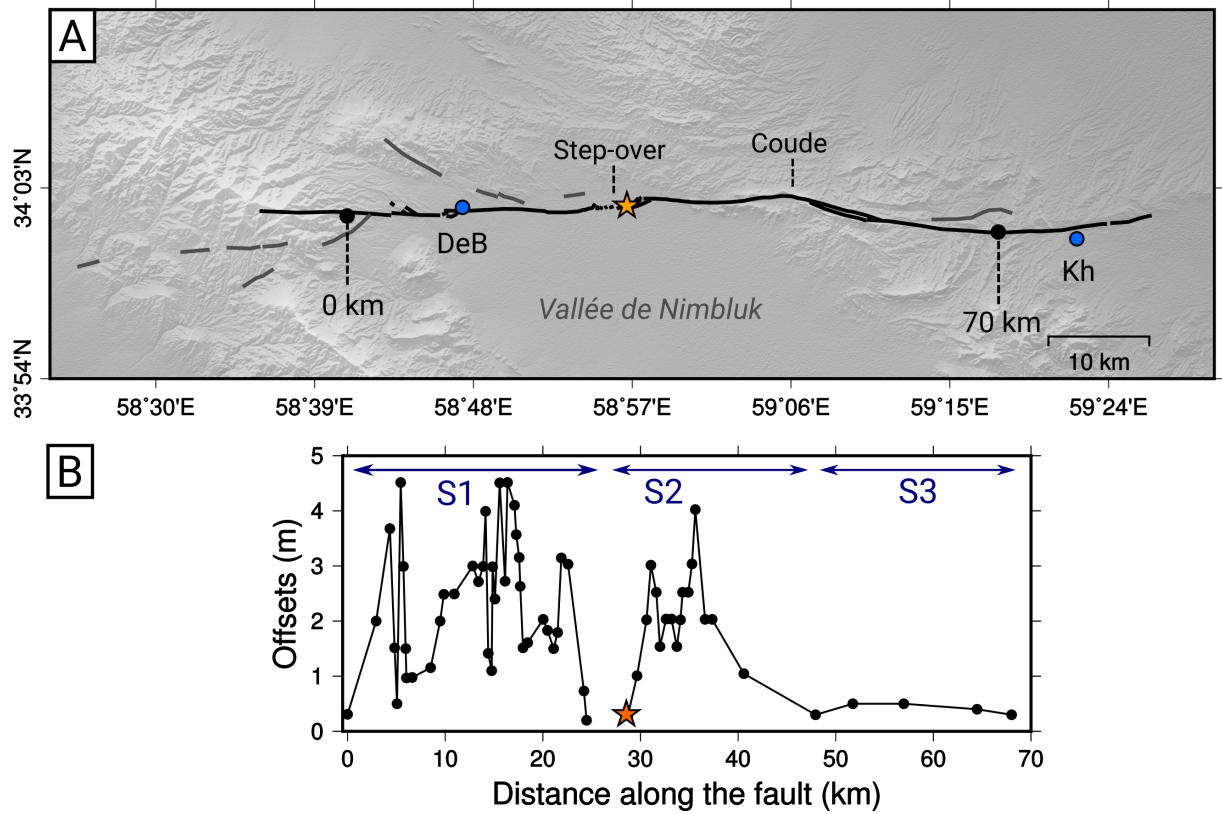


FIGURE 2.5 – Rupture de surface et décalages senestres mesurés le long de la rupture du séisme de Dasht-e-Bayaz (Mw 7.1, 1968). (a) Le trait épais noir représente la rupture de surface principale tandis que les traits fins gris représentent les branches secondaires de la rupture. Les points noirs montrent la localisation du premier et du dernier point de mesure des décalages présentés sur la figure 2.5b, les points bleus représentent les villes de Dasht-e-Bayaz (DeB) et de Khuli (Kh) et l'étoile orange représente l'épicentre du séisme [Engdahl et al., 2006]. (b) Décalages senestres le long de la faille mesurés sur la rupture principale (voir la figure 2.5a pour la localisation des mesures). L'étoile orange représente l'épicentre et les doubles flèches délimitent les principaux segments de la rupture. La cartographie de la rupture et les décalages le long de la faille sont une synthèse des études de Ambraseys and Tchalenko [1969], Tchalenko and Ambraseys [1970] et Tchalenko and Berberian [1975].

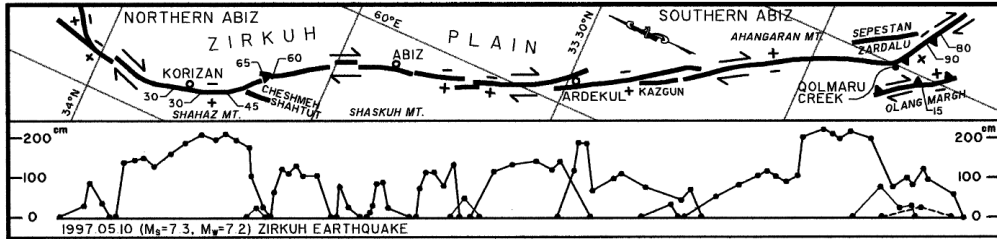


FIGURE 2.7 – Rupture de surface et décalages dextres mesurés le long de la rupture du séisme de Zirkuh ($M_w 7.2$, 1997). (haut) Cartographie de la rupture de surface [Berberian et al., 1999a]. (bas) Décalages dextres mesurés le long de la rupture [Berberian et al., 1999a].

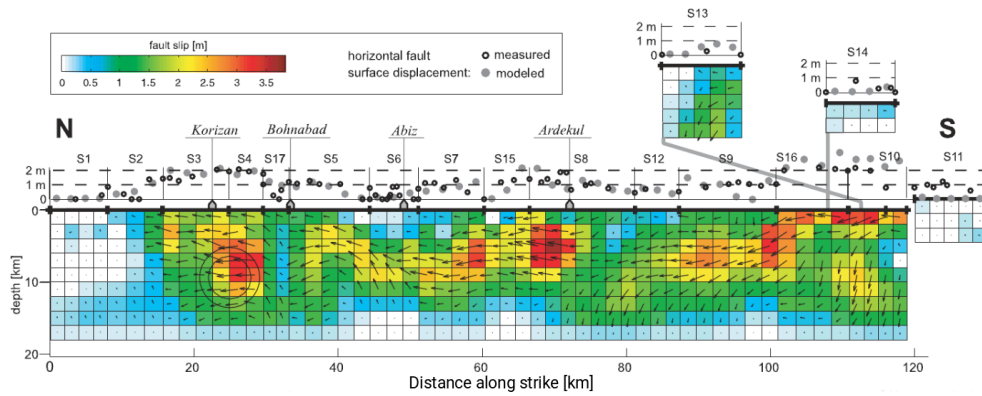


FIGURE 2.8 – Modèle de source du séisme de Zirkuh obtenu à partir de données InSAR [Sudhaus and Jonsson, 2011].

[Berberian et al., 1999b]. Seuls les 10 derniers kilomètres de la faille, au nord, n'ont pas rompu pendant le séisme. Les investigations faites sur le terrain par Berberian et al. [1999a] ont montré que la rupture de surface était complexe et composée de plusieurs segments (Figure 2.7). Les décalages sur la faille ont atteint un maximum de 2.30 m dans le sud et étaient soit localisés sur une zone étroite de part et d'autre de la rupture, soit distribués sur une zone plus large (Figure 2.7). L'analyse des ondes de volume enregistrées par le réseau sismologique global suggère que la rupture s'est produite en 4 sous-événements s'étant propagés du nord vers le sud. Les mécanismes des sous-événements sont essentiellement décrochants bien que le quatrième sous-événement ait un mécanisme inverse [Berberian et al., 1999a]. La géométrie de la rupture et la distribution du glissement en profondeur ont été estimées par Sudhaus and Jonsson [2011] à l'aide de 4 interférogrammes. Leur modèle de faille pend légèrement vers l'ouest au nord, est vertical au centre et pend légèrement vers l'est au sud. Leur distribution de glissement est composée de trois zones de glissement maximal ($> \sim 3m$) séparées par des zones où le glissement, bien que plus faible, reste significatif ($\sim 2m$) (Figure 2.8).

2.4 Histoire sismique passée des failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz

Il est nécessaire de contraindre l'activité sismique passée des failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz pour savoir si elles rompent de manière systématique sous forme de séquence de séismes ou si, au contraire, la séquence de séismes du NE Lut revêt un caractère exceptionnel. Malheureusement, aucune étude paléosismologique n'a pu être faite jusqu'à présent sur les failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz. Seules des estimations de déplacements cumulés et de vitesses de glissement holocènes sont disponibles dans la littérature. Certains auteurs se sont également attachés à extraire les informations disponibles concernant les séismes passés dans les archives historiques. Les paragraphes suivants résument ce que l'on sait actuellement de l'histoire passée des failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz.

2.4.1 Sismicité historique

La région du NE Lut est une région aride et reculée de l'Iran qui n'a jamais été densément peuplée. Les archives historiques, qui remontent jusqu'en 763 [Ambraseys and Melville, 1982], ne mentionnent donc que les événements suffisamment grands et proches de villages pour avoir fait de nombreux morts et d'importants dégâts. Avant le 13^{ème} siècle, les témoignages de l'occurrence de séismes dans cette région sont rares et imprécis. Les archives mentionnent seulement l'occurrence de deux séismes majeurs en 763 et 1066 qui se sont produits dans une région montagneuse du Khuhistan (région englobant l'est de l'Iran) [Ambraseys and Melville, 1982].

Au NE du bloc du Lut, le plus vieil événement dont la localisation est approximativement connue (près de Gonabad) date de 1238 [Ambraseys and Melville, 1982]. Selon Berberian and Yeats [1999], ce séisme pourrait s'être produit sur la faille de Dasht-e-Bayaz car il a complètement détruit la mosquée de Qayin située à une trentaine de kilomètres au sud de la faille et fait de nombreux dégâts dans la ville de Gonabad, située à une trentaine de kilomètres au nord (Figure 2.9).

Plus au nord, au sud-est de la faille de Doruneh, un séisme majeur s'est produit en 1336 causant de 20 000 à 30 000 morts. La zone mezoséismale, qui délimite l'aire ayant subi des dégâts majeurs, fait 110 km de long dans la direction N140°E (Figure 2.9). Ces indications suggèrent un séisme dont la magnitude pourrait être supérieure à 7. C'est l'événement historique le plus important de la région avant l'occurrence du séisme de Dasht-e-Bayaz [Ambraseys and Melville, 1982; Ambraseys and Jackson, 1998].

Une peu plus de 150 ans plus tard, le 10 janvier 1493, un séisme produit environ 50 km de rupture de surface sur la partie chevauchante de la faille de Nauzad (Figure 2.9). La

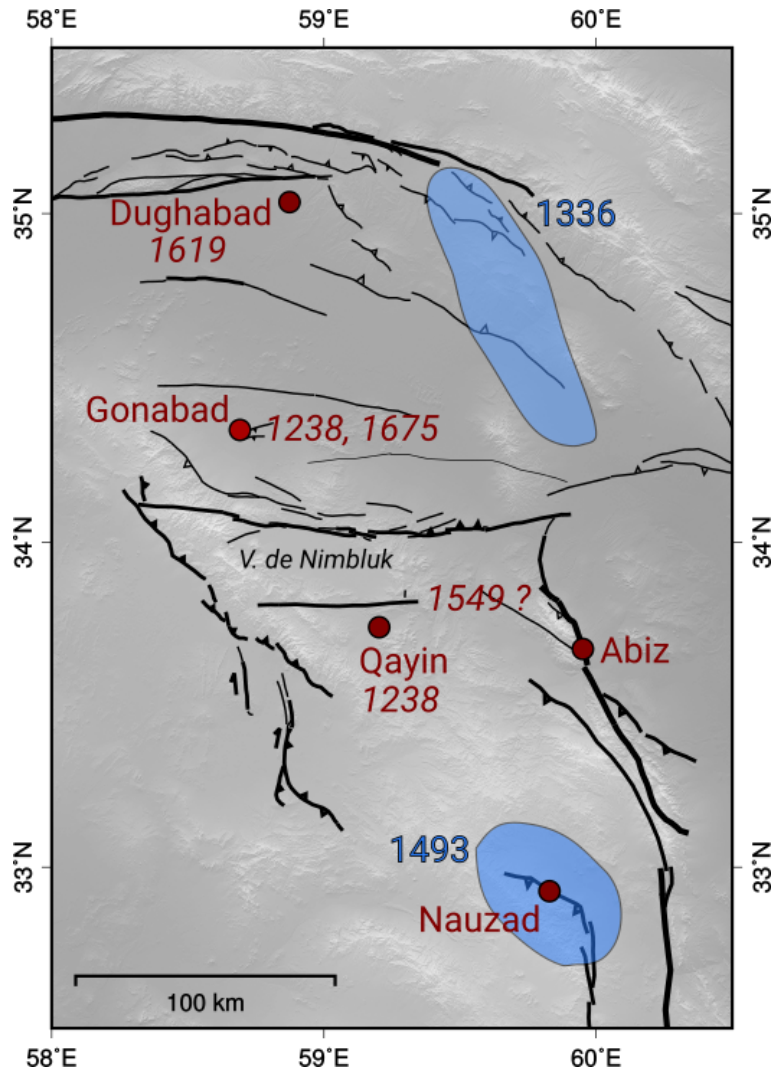


FIGURE 2.9 – Sismicité historique du NE du Lut. Les polygones bleus représentent les zones mezo-seismales des séismes historiques de 1336 et 1493. Les quatre autres séismes historiques n'ont pas pu être associés avec certitude à leur faille causative mais ont fait de nombreux dégâts dans certaines villes. A côté de chaque ville est indiquée la date à laquelle un séisme historique l'a détruite. Le séisme de 1549 a fait de nombreux dégâts dans la région de Qayin bien que le nom des villes détruites ne soit pas connu. Selon [Berberian et al., 1999b], ce séisme pourrait s'être produit sur la faille d'Abiz. Ces informations proviennent de Ambraseys and Melville [1977, 1982]; Berberian and Yeats [1999]; Berberian et al. [1999b].

2.4. Histoire sismique passée des failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz

plupart des habitants du village du même nom ont péri durant le séisme [Ambraseys and Melville, 1982]. La magnitude estimée est de 7.

Le 15 février 1549, un séisme détruit 5 villages dans la région de Qayin et fait 3000 morts. La localisation des villages détruits n'est pas connue mais selon Ambraseys and Melville [1982], il n'est pas improbable que cet événement se soit produit dans la vallée de Nimbluk bien que Berberian and Yeats [1999] suggèrent qu'il aurait pu se produire sur la faille d'Abiz (Figure 2.9).

Au 17^{ème} siècle, deux séismes se sont produits dans la région. Le premier, en 1619, fait 900 morts et détruit entièrement le village de Dughabad (« réduit en un tas de débris », Ambraseys and Melville [1982]). Le second, en 1675, a considérablement endommagé le village de Gonabad (Figure 2.9). Ce séisme fut tellement sévère que seul un enfant survécut dans le village de Gonabad [Ambraseys and Melville, 1982].

Après cet événement et pendant plus de deux siècles, seuls quelques événements causant de légers dégâts ont été reportés. La région n'a donc pas subi de séisme majeur durant plus de deux siècles avant que ne se produise la séquence du NE Lut. Ces archives suggèrent également que depuis le 10^{ème} siècle, aucun séisme semble avoir rompu la totalité de la faille d'Abiz et la quasi-totalité de celle de Dasht-e-Bayaz, comme l'ont fait les trois séismes principaux de la séquence. Il est en effet hautement probable que de tels séismes, en faisant de nombreuses victimes, auraient laissé une trace bien visible dans les archives, à l'image du séisme de 1336.

2.4.2 Déplacements cumulés et vitesses de glissement holocènes des failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz

Les études paléosismologiques sont rares sur les failles de l'est iranien et aucune n'a été faite sur les failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz. La distribution des séismes durant l'Holocène n'est donc pas connue. Cependant, des vitesses de glissement ont été estimées.

Une vitesse de glissement d'environ 2.6 mm/an a été estimée pour la faille de Dasht-e-Bayaz par datation de sédiments décalés de 26 ± 2 m dans la vallée du Nimbluk [Fattahi et al., 2015]. Cette vitesse de glissement est en adéquation avec celle basée sur le décalage de 10 m de qanâts vieux de 4000 ans (système d'irrigation souterrain) [Ambraseys and Tchalenko, 1969; Berberian and Yeats, 1999; Walker et al., 2004; Fattahi, 2015]. Par ailleurs, pour produire ces 10 m de décalage, la faille de Dasht-e-Bayaz a dû subir un minimum de deux séismes majeurs durant l'antiquité. Le déplacement cumulé maximal de cette faille est de 4 km selon Tchalenko and Berberian [1975] mais la date de son initiation est mal connue. Son faible déplacement cumulé suggère qu'elle est plus récente que les

failles NS bordant le Lut.

La vitesse de glissement de la faille de Dasht-e-Bayaz estimée à partir des données GPS acquises entre 1997 et 2008 est de 0.2 ± 0.1 mm/an avec un sens de glissement dextre [Walpersdorf et al., 2014]. Cette faille est pourtant incontestablement senestre puisqu'elle a produit deux séismes senestres de magnitude 7.1 en 1968 et 1979. Walpersdorf et al. [2014] proposent deux causes possibles pour expliquer cela. Soit l'estimation de la vitesse de glissement géodésique de Dasht-e-Bayaz est biaisée par la déformation due à la relaxation viscoélastique postsismique du séisme de Zirkuh, soit la déformation actuelle est accommodée par d'autres failles E-O situées plus au sud (e.g. faille d'Avash). Quoi qu'il en soit, la vitesse géodésique estimée suggère que la vitesse de la faille de Dasht-e-Bayaz est faible, plus faible que celle des failles NS bordant le Lut, et est donc en accord avec les données géomorphologiques.

La faille de l'Est Lut a accommodé 95 km de déplacement au niveau de la latitude 30.50°N (en prenant en compte les déplacements cumulés sur la faille de Zahedan) [Walker and Jackson, 2004] depuis le début de son activité entre 12 et 20 Ma, soit une vitesse de glissement géologique entre 4.7 et 7.9 mm/an. Par ailleurs, des décalages de rivières de 40-60 m supposés dater de l'Holocène ont été mesurés. Ceci conduirait à une vitesse de glissement holocène de 8 ± 4 mm/an [Meyer and Dortz, 2007]. Les vitesses géologiques et holocènes sont donc en accord avec la vitesse géodésique en considérant l'incertitude (5.6 ± 0.6 mm/an, Walpersdorf et al. [2014]). D'après Walker and Jackson [2004], les déplacements cumulés sont moins importants sur le reste de la faille de l'Est Lut qu'à la latitude 30.5°N , mais les valeurs exactes ne sont pas connues. Sur la faille d'Abiz, des décalages de ruisseaux quaternaires allant jusqu'à 180 m ont été mesurés. Malheureusement, ces décalages n'ont pas été datés [Berberian et al., 1999b], la vitesse de glissement n'a donc pas pu être estimée.

2.5 Intérêt de la séquence du NE Lut

La séquence du NE Lut présente un intérêt scientifique majeur. Cette séquence implique 3 séismes de magnitude supérieure à 7 s'étant produits en moins de 30 ans sur un système de deux failles conjuguées. En admettant une vitesse de glissement de 2.6 mm/an pour la faille de Dasht-e-Bayaz et de 5.6 mm/an pour celle d'Abiz et en faisant l'hypothèse d'un déplacement de 2.5 m par séisme, on obtient un temps de récurrence d'environ 1000 et 500 ans pour la faille de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz respectivement. Si l'on considère que l'occurrence d'un séisme est un processus poissonien (i.e aléatoire) alors la probabilité que trois séismes se produisent en 30 ans sur ces failles est inférieure à 0.1% en considérant un temps de retour moyen de 500 ans. Cependant, les failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz ne sont pas favorablement orientées pour permettre une interaction positive via des transferts de contrainte de Coulomb.

2.5. Intérêt de la séquence du NE Lut

En effet, lorsque les failles sources et réceptrices sont modélisées de manière simple (i.e. un seul segment par faille et glissement homogène), les séismes de Dasht-e-Bayaz et de Khuli-Boniabad engendrent des variations de contrainte de Coulomb négatives sur l'ensemble de la faille d'Abiz (Figure 2.10).

Cette séquence est donc intéressante pour répondre à la problématique posée au chapitre 1. Notre objectif principal est d'améliorer notre compréhension de l'occurrence des séquences de séismes. Nous voulons en particulier tester l'hypothèse des transferts de contrainte cosismiques et postsismiques sur une séquence plus « complexe » que celles étudiées habituellement. Nous pensons qu'une stratégie envisageable est de passer par l'observation de la déformation au cours de la séquence afin de mieux contraindre la modélisation des transferts de contrainte (section 1.6.2). Ainsi, la séquence du NE Lut a plusieurs atouts pour tester cette stratégie :

1 - Les ruptures ne sont pas favorablement orientées pour permettre une interaction positive via des transferts de contrainte de Coulomb. Expliquer l'occurrence de cette séquence représente donc un challenge. L'étudier nous permettra de savoir s'il est possible de l'expliquer et si oui, comment. En particulier, les séismes de la séquence étant spatialement proches, la question de la prise en compte de géométries de rupture et de distributions de glissement plus réalistes se pose.

2 - La mesure des déplacements de surface engendrés par les séismes de la séquence est envisageable. Comme expliqué au chapitre 1, la seule technique permettant de mesurer les déplacements de surface causés par des séismes anciens est la corrélation d'images optiques. Une des conditions nécessaires au succès de cette technique est que la surface du sol doit peu changer au cours du temps afin de limiter la décorrélation temporelle. Une région désertique, aride et peu peuplée comme celle du nord-est Lut est donc très bien adaptée pour notre étude. De plus, nous disposons des données nécessaires pour les trois principaux séismes de la séquence (photos aériennes et satellites historiques pour les séismes de Dasht-e-Bayaz et de Khuli-Boniabad et images satellites modernes optiques pour le séisme de Zirkuh). Grâce à ces mesures, la rupture des séismes majeurs de la séquence sera mieux caractérisée.

3 - L'estimation de la structure rhéologique de la lithosphère est envisageable. Le dernier séisme majeur de la séquence, le séisme de Zirkuh (Mw 7.2), s'est produit à l'ère de la géodésie moderne en 1997. A l'image des séismes de cette magnitude qui se sont produits à la fin du 20^{ème} siècle (e.g. séisme de Landers, Mw 7.3, 1992 ; séisme d'Hector-Mine, Mw 7.1, 1999), il est raisonnable d'envisager de contraindre la structure rhéologique de la lithosphère à partir de la mesure des déformations postsismiques de ce

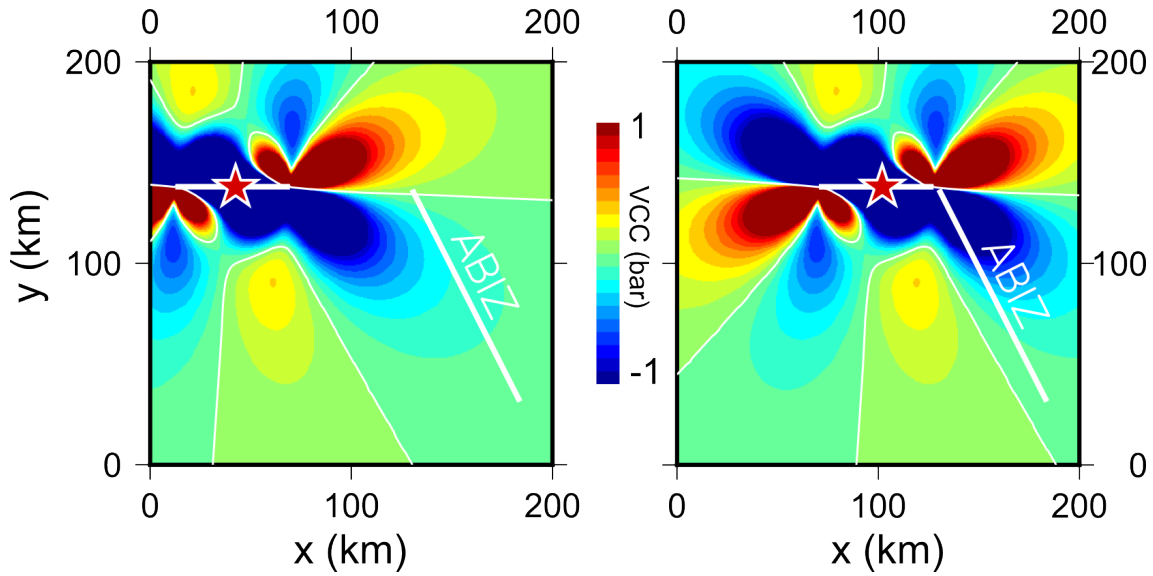


FIGURE 2.10 – Variations de contrainte de Coulomb causées par la rupture de la partie ouest (figure de gauche) et est (figure de droite) de la faille de Dasht-e-Bayaz. Le glissement est homogène et égal à 2.5 m sur chaque segment, le pendage est de 90° pour toutes les failles et le calcul est fait à 10 km de profondeur. Le trait épais noir représente la faille source et le trait épais blanc représente la faille réceptrice (faille d'Abiz). Pour une géométrie de faille simple, les séismes de Dasht-e-Bayaz (DeB) et de Khuli-Boniabad (KB) éloignent la faille d'Abiz de la rupture. L'origine de la figure est située à une latitude de 32.8°N et une longitude de 58.4°E . Les variations de contrainte de Coulomb ont été calculées à l'aide du logiciel Coulomb C3.3 [Lin and Stein, 2004; Toda et al., 2005] qui calcule les contraintes et les déformations dues à une dislocation dans un milieu homogène élastique [Okada, 1992].

séisme. L'objectif est de pouvoir contraindre de manière robuste les transferts de contrainte postsismiques qui se sont produits au cours de la séquence du NE Lut.

Chapitre 3

Quantification des déplacements de surface de la séquence du NE Lut

Sommaire

3.1	Introduction	56
3.2	Mesure des déplacements de surface par corrélation subpixel d'images optiques	57
3.2.1	Orthorectification et co-localisation des images brutes	57
3.2.2	Corrélation des images orthorectifiées	58
3.2.3	Post-traitement des champs de déplacements	61
3.3	Données disponibles pour les séismes de la séquence du NE Lut et difficultés rencontrées	62
3.3.1	Séisme de Dasht-e-Bayaz (Mw 7.1, 1968)	62
3.3.2	Séisme de Khuli-Boniabad (Mw 7.1, 1979)	62
3.3.3	Séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997)	65
3.4	Observation des déplacements cosismiques de la séquence du NE Lut	69
3.4.1	Introduction	69
3.4.2	The North-East Lut earthquake sequence	71
3.4.3	Data and Methods	74
3.4.4	Results	77
3.4.5	Discussion	84
3.4.6	Conclusion	99
3.5	Observation des déplacements postsismiques du séisme de Zirkuh	100
3.5.1	Données et méthode	100
3.5.2	Résultats et discussion	101

3.1 Introduction

Les séismes majeurs ont tendance à se produire sous forme d’essaim temporel au sein des systèmes de failles [e.g., [Stein et al., 1997](#); [Pollitz et al., 2003](#); [Sieh et al., 2008](#); [Schlagenthauf et al., 2011](#)]. L’une des explications évoquées pour expliquer ces séquences de séismes est que les failles d’un même système finissent par se synchroniser sous l’effet des transferts de contrainte co- et/ou postsismiques [[Freed, 2005](#); [Scholz, 2010](#); [Chéry et al., 2001b](#)]. Un moyen pour confirmer ou infirmer cette hypothèse est de quantifier l’évolution spatiale et temporelle des contraintes au sein des systèmes de failles au cours des séquences sismiques. Bien que les contraintes ne puissent pas être directement mesurées en profondeur, il est possible d’estimer les variations de contraintes via la mesure de la déformation de surface engendrée par les différentes phases du cycle sismique au cours d’une séquence de séismes.

Aujourd’hui, les techniques de mesure des déplacements de surface les plus utilisées proviennent de la géodésie spatiale et sont le *Global Navigation Satellite System* (GNSS) et l’*interférométrie radar* (InSAR). Malheureusement, ces techniques ne nous permettent pas de mesurer les déplacements de surface causés par des séismes anciens (< 1990) et limitent donc l’étude des séquences sismiques à celles s’étant produites durant l’ère géodésique moderne (post-1990). Depuis une quinzaine d’années, une nouvelle technique de mesure des déplacements de surface est développée : la corrélation d’images optiques. Cette technique permet de mesurer les déplacements horizontaux du sol en comparant deux images aériennes ou satellites d’une même zone prises à des dates différentes. Avec l’augmentation constante de la résolution et de la quantité des images optiques acquises par satellite, cette technique est de plus en plus utilisée pour mesurer les déplacements de surface causés par les séismes récents [e.g. [Wei et al., 2011](#); [Zinke et al., 2014](#); [Vallage et al., 2015](#); [Milliner et al., 2016](#); [Hollingsworth et al., 2017b](#); [Kääb et al., 2017](#)]. Par ailleurs, elle permet également de tirer profit des archives de photos aériennes et satellites historiques pour étudier les séismes anciens. Bien que rarement fait, l’utilisation de photos anciennes a prouvé son efficacité pour mesurer les déplacements de surface causés par de vieux événements tels que le séisme de Tabas-e-Golshan de 1978 [[Zhou et al., 2016](#)] ou la crise de rifting de Krafla (1975-1984) [[Hollingsworth et al., 2012, 2013](#)]. De plus, contrairement au GNSS et à l’InSAR, la corrélation d’images optiques mesure à haute-résolution spatiale les déplacements proche-faille. Ceci permet d’une part de cartographier précisément la rupture de surface et ses complexités et d’autre part de caractériser précisément les variations de glissement en surface le long de la faille. A titre d’exemple, les données de corrélation d’images optiques ont permis à [Milliner et al. \[2016\]](#) de montrer que la variation du glissement cosismique le long des failles est fractale et corrélée avec les complexités géométriques des failles. Les mesures faites par corrélation d’images optiques ont

3.2. Mesure des déplacements de surface par corrélation subpixel d'images optiques

également permis de mesurer la déformation hors-faille [Zinke et al., 2014] et inélastique du séisme du Balochistan [Vallage et al., 2015].

Dans ce chapitre, dans un premier temps, nous utilisons la corrélation d'images optiques pour tenter de mesurer les déplacements de surface cosismiques provoqués par les trois principaux séismes ($M_w > 7$) de la séquence du NE Lut. Après une brève explication de la méthodologie permettant d'aboutir à une carte des déplacements de surface à partir d'images optiques, nous présentons les données utilisées et les difficultés rencontrées pour chacun des trois séismes. Nous détaillons ensuite les résultats obtenus, qui font l'objet d'un article actuellement en révision pour une publication dans le *Geophysical Journal International*.

Dans un second temps, nous utilisons l'interférométrie RADAR pour tenter de mesurer les déplacements postsismiques produits par le séisme de Zirkuh (M_w 7.2, 1997). L'analyse des déplacements postsismiques causés par la relaxation viscoélastique de la lithosphère peut nous permettre de contraindre la structure viscoélastique de la lithosphère. Cette dernière sera nécessaire pour estimer de manière fiable les transferts de contrainte postsismiques au cours de la séquence du NE Lut.

3.2 Mesure des déplacements de surface par corrélation subpixel d'images optiques

La corrélation d'images optiques est utilisée dans le domaine des géosciences pour quantifier les déplacements du sol liés à toutes sortes de phénomènes naturels tels que les séismes [e.g. Michel and Avouac, 2002], les glissements de terrain [e.g. Travelletti et al., 2012], le fluage de glacier [e.g. Scherler et al., 2008], ou encore les déplacements de dune [e.g. Hermas et al., 2012]. Les deux principales étapes permettant d'aboutir à une carte des déplacements de surface horizontaux à partir d'images optiques brutes sont (1) la co-localisation via leur orthorectification des images pré- et post-événement et (2) la corrélation subpixel des images orthorectifiées. Toutes ces étapes ont été faites en utilisant le logiciel *Co-registration of Optical Sensed Images and Correlation* (COSI-Corr) [Leprince et al., 2007]. L'avantage de COSI-Corr est qu'il fournit le support opérationnel pour pouvoir corréler des images venant de différents systèmes d'imagerie en ayant seulement besoin des données auxiliaires des images et d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT).

3.2.1 Orthorectification et co-localisation des images brutes

Avant d'être corrélées, les images doivent être précisément co-localisées via leur orthorectification dans un système de référence commun. L'orthorectification consiste à corriger les distorsions de l'image brute liées à la géométrie d'acquisition et à la topographie en

la ré-échantillonnant dans une géométrie superposable à une carte. Elle est réalisée à l'aide des paramètres d'acquisition de l'image (i.e. orbite et attitude du satellite et angle de visée du détecteur), d'un MNT de la zone et de points de contrôle sélectionnés entre l'image brute et une image de référence déjà orthorectifiée. Les points de contrôle sont des points identifiables sur l'image de référence et l'image brute (e.g. crête d'une montagne, croisement de routes, etc.) et permettent de précisément co-localiser l'image brute avec l'image de référence. COSI-Corr permet une co-localisation d'une précision inférieure au pixel ($1/50$ pixel) en améliorant la position des points de contrôle par un processus d'optimisation itératif [Leprince et al., 2007].

Dans l'idéal, les images pré- et post-séisme doivent être orthorectifiées avec des MNT pré- et post-séisme pour tenir compte des éventuels changements de topographie provoqués par le séisme. En pratique, il est rare de disposer de telles données, les images sont souvent orthorectifiées avec un seul MNT. Ici, sauf mention contraire, les images ont été orthorectifiées avec des MNT globaux tels que les MNT ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) et SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) d'une résolution de 30 m. La résolution des MNT globaux étant plus faible que celle des images optiques généralement utilisées en corrélation d'images (≤ 15 m), il est nécessaire d'utiliser des images pré- et post-séisme dont les angles d'incidence sont similaires et les plus proches possible du nadir afin de limiter les résidus topographiques dans les résultats de corrélation.

En pratique, nous avons orthorectifié la première image (e.g. image pré-séisme) en utilisant un MNT ombré comme image de référence. En effet, un MNT ombré avec des paramètres d'illumination (azimut et élévation du soleil) identiques à ceux présents lors de l'acquisition de l'image brute lui ressemble suffisamment pour permettre la sélection de point de contrôle. Une fois la première image orthorectifiée, elle sert de référence pour orthorectifier la seconde image (e.g. image post-séisme). Lorsque l'image de référence est un MNT ombré, 30 points de contrôle ont été sélectionnés. Entre l'image post-séisme brute et l'ortho-image pré-séisme, entre 5 et 10 points de contrôle ont été sélectionnés dans les zones supposées non affectées par le séisme. Une fois les images précisément orthorectifiées et co-localisées, elles sont prêtes à être corrélées (Figure 3.1).

3.2.2 Corrélation des images orthorectifiées

La méthode de corrélation implémentée dans COSI-Corr est basée sur des méthodes de corrélation de phase [Leprince et al., 2007]. Ces méthodes reposent sur le théorème de Fourier [Oppenheim et al., 1999] et ont l'avantage d'être plus rapides que les méthodes de corrélation dans le domaine spatial. Le déplacement relatif entre deux images similaires est retrouvé à partir de la différence de phase de leur transformée de Fourier. Soient i_1 et

3.2. Mesure des déplacements de surface par corrélation subpixel d'images optiques

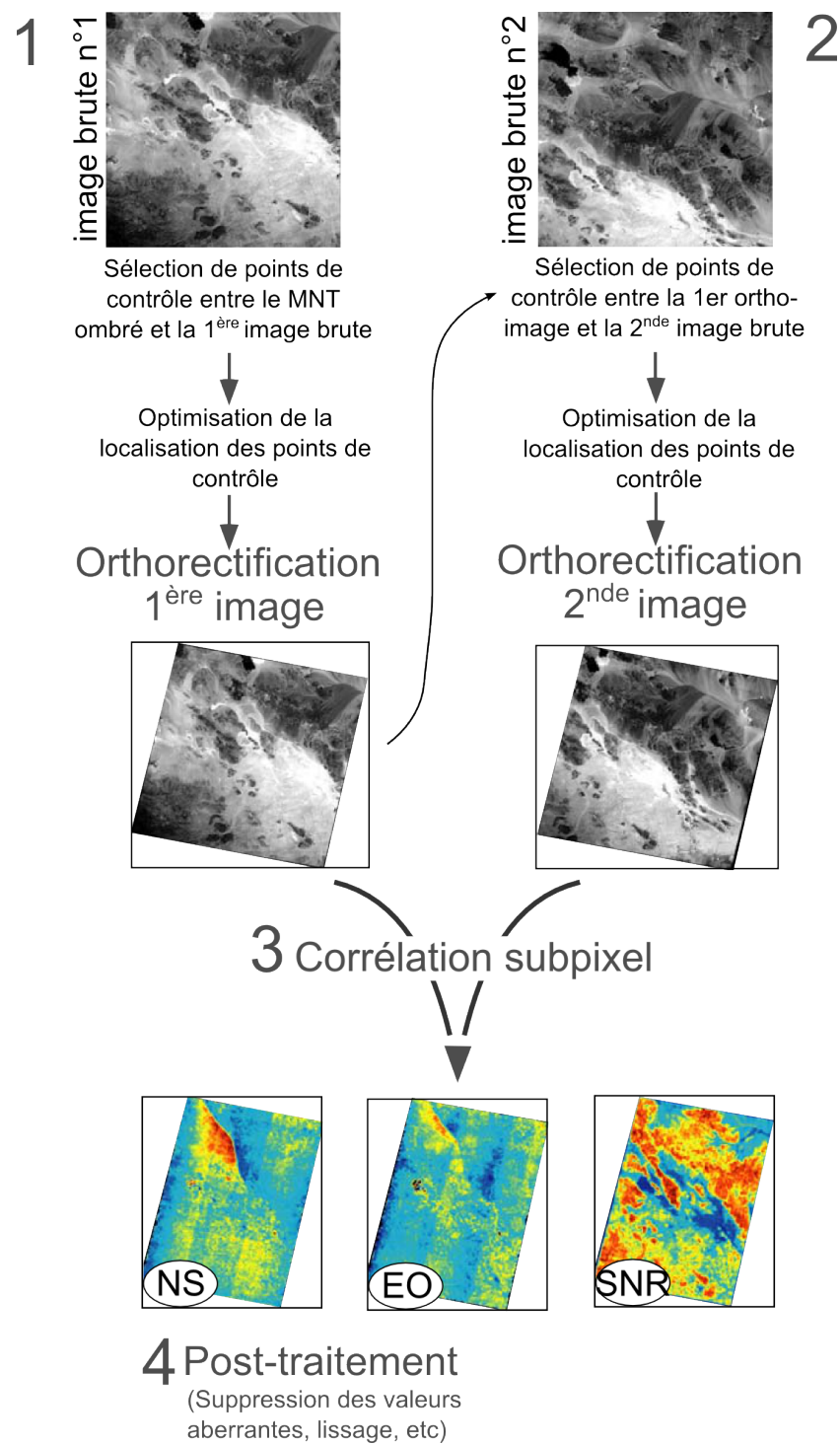


FIGURE 3.1 – Chaîne de traitement permettant d'aboutir à une carte des déplacements de surface horizontaux à partir d'images optiques avec COSI-Corr. Les champs de déplacements représentés sur la figure sont ceux du séisme d'Hector-Mine et proviennent de [Leprince et al. \[2007\]](#).

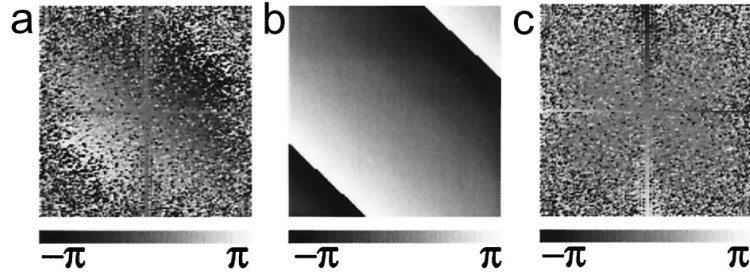


FIGURE 3.2 – Estimation subpixel des décalages entre deux imagerie à partir de la pente 2D de la phase de leur spectre croisé. (a) Spectre croisé calculé (b) spectre croisé théorique (c) résidus (a-b). Figure modifiée de [Van Puymbroeck et al. \[2000\]](#).

i_2 deux images similaires décalées par un déplacement $(\Delta x, \Delta y)$ telles que :

$$i_2(x, y) = i_1(x - \Delta x, y - \Delta y) \quad (3.1)$$

Avec I_1 et I_2 les transformées de Fourier des images i_1 et i_2 , le théorème de Fourier nous donne la relation :

$$I_2(w_x, w_y) = I_1(w_x, w_y) e^{-j(w_x \Delta x + w_y \Delta y)} \quad (3.2)$$

avec w_x et w_y les variables en fréquence des colonnes et des lignes. Le spectre croisé normalisé des images i_1 et i_2 est donc :

$$C(w_x, w_y) = \frac{I_1(w_x, w_y) I_2^*(w_x, w_y)}{|I_1(w_x, w_y) I_2^*(w_x, w_y)|} = e^{j(w_x \Delta x + w_y \Delta y)} \quad (3.3)$$

où * marque le conjugué complexe.

Le déplacement relatif entre les deux images peut être estimé à partir de la pente 2D de la phase du spectre croisé (Figure 3.2). La méthode implémentée consiste à minimiser la différence $\phi(\Delta x, \Delta y)$ entre le spectre croisé normalisé calculé $C(w_x, w_y)$ (Figure 3.2.a) et le spectre croisé normalisé théorique $Q(w_x, w_y)$ (Figure 3.2.b) [[Leprince et al., 2007](#); [Van Puymbroeck et al., 2000](#)] (Equation 3.4). La minimisation est pondérée par une matrice W permettant de masquer les hautes fréquences du spectre croisé pouvant biaiser la corrélation [[Leprince et al., 2007](#)].

$$\phi(\Delta x, \Delta y) = \sum_{w_x=-\pi}^{\pi} \sum_{w_y=-\pi}^{\pi} W(w_x, w_y) \times |Q(w_x, w_y) - C(w_x, w_y)|^2 \quad (3.4)$$

L'algorithme de minimisation doit être initialisé avec un déplacement $(\Delta x_0, \Delta y_0)$. Pour trouver ce déplacement initial, COSI-Corr utilise la méthode de pic de corrélation [[Foroosh et al., 2002](#)]. Cette méthode consiste à calculer l'inter-corrélation normalisé en appliquant la transformée de Fourier inverse à l'équation 3.3.

$$r = \mathcal{F}^{-1} \left\{ e^{j(w_x \Delta x + w_y \Delta y)} \right\} \quad (3.5)$$

3.2. Mesure des déplacements de surface par corrélation subpixel d'images optiques

Le décalage $(\Delta x, \Delta y)$ est ensuite obtenu en trouvant le maximum de la matrice de corrélation r :

$$(\Delta x_0, \Delta y_0) = \operatorname{argmax}(r) \quad (3.6)$$

L'estimation de ce décalage se fait à l'échelle du pixel et constitue la première étape permettant d'initialiser l'algorithme de minimisation. L'algorithme de minimisation trouve ensuite le décalage subpixel entre les deux imageries après plusieurs itérations. Le seuil de détection des déplacements avec cette technique est de $1/10^{\text{ème}}$ de la résolution des images pré- et post-séisme [Leprince et al., 2007].

En pratique, la corrélation est faite à l'aide d'une fenêtre glissante qui scanne les deux images et la mesure du déplacement est faite de manière incrémentale pas à pas. La première étape de la corrélation, qui mesure le déplacement à l'échelle du pixel, est faite avec une fenêtre qui doit être au minimum deux fois plus large que le déplacement attendu. Par ailleurs, une fenêtre large donne de meilleurs résultats avec des images bruitées. Dans notre cas, une fenêtre de 128 pixels donnait de bons résultats. La deuxième étape de la corrélation, qui détermine le déplacement subpixel, est faite avec une fenêtre dont la taille doit être la plus petite possible tout en minimisant le bruit. En pratique, avec des images de bonne qualité, une taille de fenêtre de 32 pixels est généralement utilisée. Dans notre cas, une fenêtre de 64 pixels permettait de limiter le bruit dans le champ de déplacements obtenu. Pour finir, le pas par lequel la fenêtre glissante est successivement décalée est généralement choisi entre 8 pixels et la taille de la fenêtre glissante. Si le pas et la taille de la fenêtre finale sont identiques, toutes les mesures sont indépendantes. Nous avons utilisé un pas de 8 ou 16 pixels dans l'ensemble de nos tests. A l'issue de la corrélation, les déplacements est-ouest (EO), nord-sud (NS) et le rapport signal sur bruit (SNR) quantifiant la qualité de la mesure sont fournis. Ce dernier varie de 0 (corrélation nulle) à 1 (corrélation parfaite) et est égal à [Leprince et al., 2007] :

$$SNR = 1 - \frac{\phi(\Delta x, \Delta y)}{4 \sum_{w_x} \sum_{w_y} W(w_x, w_y)} \quad (3.7)$$

3.2.3 Post-traitement des champs de déplacements

Les champs de déplacements obtenus sont ensuite post-traités en supprimant les points ayant un rapport signal-sur-bruit trop faible (suppression des points dont le SNR est inférieur à 0.97) ainsi qu'en supprimant ceux ayant une valeur de déplacement aberrante (e.g. suppression des points dont la valeur absolue du déplacement est supérieure à 10 m). Enfin, les champs de déplacements ont été systématiquement filtrés soit à l'aide d'un filtre médian, soit avec une technique de débruitage par morceaux implémentée dans COSI-Corr (« non-local mean filter » en anglais). Cette technique permet de diminuer efficacement

le bruit blanc des champs de déplacements tout en préservant les détails fins, tels que la rupture de surface. D'autres traitements (suppression d'une tendance grande longueur d'onde, de « marches », etc.) ont été appliqués au cas par cas et sont détaillés dans la section 3.4.

3.3 Données disponibles pour les séismes de la séquence du NE Lut et difficultés rencontrées

3.3.1 Séisme de Dasht-e-Bayaz (Mw 7.1, 1968)

Pour mesurer les déplacements de surface du séisme de Dasht-e-Bayaz, nous nous sommes procurés des photographies argentiques aériennes prises en 1956 par le service de cartographie du corps des ingénieurs de l'armée de terre des Etats-Unis. Ces photos, au nombre de 16, ont une résolution spatiale d'environ 1 m, une couverture spatiale de 15 x 15 km et recouvrent la quasi-totalité de la rupture de surface du séisme de Dasht-e-Bayaz (Figure 3.3a). En corrélation d'images optiques, l'utilisation des négatifs des photos argentiques est préférable aux tirages papier car ces derniers détériorent la résolution des images. Il est donc conseillé de scanner les négatifs avec un scanner ayant une résolution géométrique d'au moins 15 μm (1700 dpi) afin d'extraire toute l'information de la photo [Ayoub et al., 2009, 2015]. Les photos pré-séisme dont nous disposions étaient des impressions tramées abîmées, déformées et présentant peu de contraste. Nous avons envoyé ces photos à l'entreprise *TRIBVN* qui se charge, entre autre, de la numérisation des archives de photo de l'Institut Géographique National. Les professionnels de cette entreprise ont confirmé qu'à la vue de la qualité médiocre des photos, seule une résolution de 600 dpi pouvait être achevée. Après plusieurs tentatives de corrélation de ces images avec une image satellite SPOT-5 de 2009, en faisant varier le nombre et la localisation des points de contrôle ainsi que les paramètres de corrélation, les résultats se sont montrés infructueux. Le résultat d'un des tests effectués est présenté sur la figure 3.3b.

3.3.2 Séisme de Khuli-Boniabad (Mw 7.1, 1979)

Les deux seules images optiques pré-séisme disponibles pour le séisme de Khuli-Boniabad proviennent du satellite espion américain KH9, datent de janvier 1976 et ont une résolution spatiale entre 6 et 9 m. Elles constituent un couple stéréoscopique, elles ont donc été acquises le même jour, l'une après l'autre, avec un angle de visée légèrement différent.

Une première tentative a d'abord été faite en corrélant une des images KH9, l'image KH9-1, avec une image SPOT-3 (10 m de résolution) acquise le 27 août 1991. Les résultats étaient encourageants et ont permis d'imager la partie est de la rupture (Figure 3.4a). Le lancement du satellite Sentinel-2 a donné accès à de nouvelles images optiques d'une résolution de 10 m, déjà orthorectifiées et téléchargeables gratuitement sur le site de Copernicus.

3.3. Données disponibles pour les séismes de la séquence du NE Lut et difficultés rencontrées

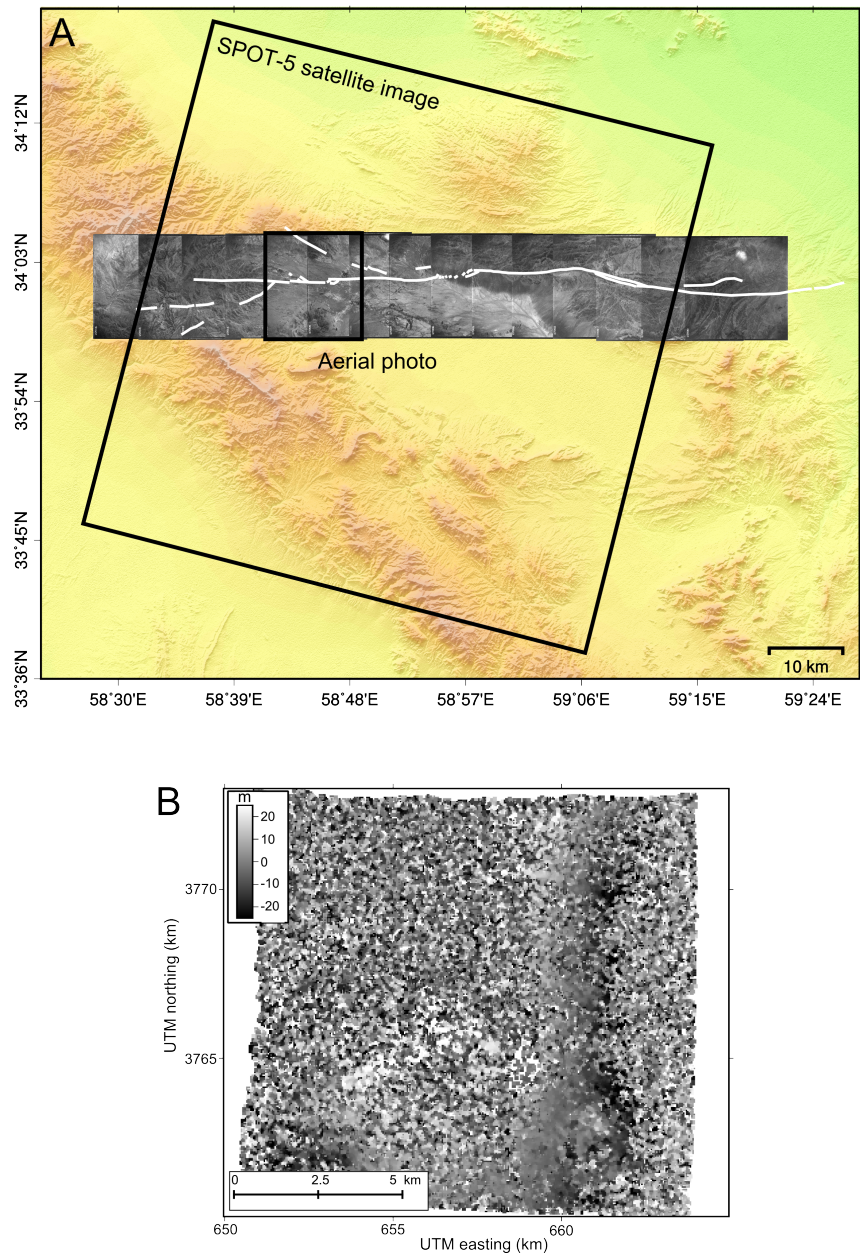


FIGURE 3.3 – a. Photographies aériennes de 1956 et empreintes de la photographie aérienne et de l'image satellite SPOT-5 utilisées pour mesurer les déplacements EO présentés sur la figure 3.3b. b. Déplacements EO obtenus par corrélation d'une photographie aérienne de 1956 (~ 1 m de résolution) et d'une image SPOT-5 (2.5 m de résolution) de 2009. Le MNT ASTER-GDEM a été utilisé pour orthorectifier les images. La taille des fenêtres de corrélation initiale et finale est de 128 et 64 pixels respectivement et le pas de mesure est de 16 pixels. Seuls les points ayant un déplacement compris entre -20 et 20 m ont été gardés. Le champ de déplacements a été filtré avec un filtre médian ayant une fenêtre de lissage de 3x3 pixels.

J'ai donc refait un test en utilisant comme image post-séisme une image Sentinel-2 acquise le 11 janvier 2017. Bien que la durée séparant les images pré- et post-séisme est beaucoup plus longue pour la corrélation KH9-1/Sentinel-2 que pour la corrélation KH9-1/SPOT-3, les résultats obtenus sont meilleurs et permettent d'imager l'ensemble de la rupture du séisme de Khuli-Boniabad (Figure 3.4b). La différence de résultats s'explique par l'époque de l'année à laquelle les images ont été prises. Les images KH9 et Sentinel-2 ont été prises en janvier, tandis que l'image SPOT a été prise 6 mois plus tard. En effet, la corrélation d'images prises à des époques de l'année différentes entraîne des biais d'illumination pouvant fortement affecter les résultats.

Les images KH9 ayant un angle d'incidence radial, l'orthorectification faite avec un MNT de plus faible résolution (30 m) que la résolution des images (6-9 m) a conduit à un effet stéréoscopique [Ayoub et al., 2015]. La topographie non corrigée par le MNT est donc enregistrée dans la corrélation (Figure 3.4b). Une solution efficace pour réduire ces résidus topographiques est de projeter les déplacements dans la direction perpendiculaire à l'épipolaire [Hollingsworth et al., 2012]. En considérant deux images d'une même zone prises avec des angles d'incidence différents, la direction épipolaire est la direction dans laquelle est contenue toute l'information topographique. Au contraire, dans la direction perpendiculaire à l'épipolaire, aucune information topographique n'est enregistrée (Figure 3.5). La figure 3.4c, représentant la projection dans la direction perpendiculaire à l'épipolaire du champ de déplacements KH9-1/Sentinel-2, montre en effet que les résidus topographiques sont considérablement réduits.

La position du satellite lors de l'acquisition des deux images KH9 étant différente, la projection épipolaire de la corrélation KH9-1/Sentinel-2 est différente de celle de la corrélation KH9-2/Sentinel-2. Par conséquent, nous pouvons retrouver les composantes NS et EO du champ de déplacements en utilisant de simples règles trigonométriques avec l'avantage que le résultat sera débarrassé des résidus topographiques. Nous avons procédé comme suit : pour chaque pixel de l'image, un système linéaire de deux équations a été résolu :

$$\begin{cases} u_n \times p_{n1} + u_e \times p_{e1} = e_{p1} \\ u_n \times p_{n2} + u_e \times p_{e2} = e_{p2} \end{cases} \quad (3.8)$$

avec respectivement u_n et u_e le déplacement NS et EO à retrouver, e_{p1} et e_{p2} la composante épipolaire-perpendiculaire du déplacement pour la corrélation KH9-1/Sentinel et KH9-2/Sentinel et p_1 et p_2 les vecteurs unitaires de e_{p1} et e_{p2} .

$$\mathbf{p}_1 = \begin{bmatrix} p_{e1} & p_{n1} \end{bmatrix} \quad ; \quad \mathbf{p}_2 = \begin{bmatrix} p_{e2} & p_{n2} \end{bmatrix} \quad (3.9)$$

3.3. Données disponibles pour les séismes de la séquence du NE Lut et difficultés rencontrées

Le déplacement horizontal de chaque pixel est ensuite obtenu avec :

$$\mathbf{u} = ((\mathbf{G}'\mathbf{G})^{-1}\mathbf{G}')\mathbf{d} \quad (3.10)$$

avec $\mathbf{u} = \begin{bmatrix} u_e \\ u_n \end{bmatrix}$, $\mathbf{G} = \begin{bmatrix} \mathbf{p}_1 \\ \mathbf{p}_2 \end{bmatrix}$, et $\mathbf{d} = \begin{bmatrix} e_{p1} \\ e_{p2} \end{bmatrix}$.

Cette technique a permis de supprimer efficacement les résidus topographiques présents sur le champ de déplacements EO (Figure 3.4d) et la rupture de surface est maintenant clairement visible. Cependant, la ligne verticale au centre du champ de déplacements nous empêche d’imager la terminaison est de la rupture. Cette ligne est due au fait que les composantes perpendiculaires à l’épipolaire des corrélations KH9-1/Sentinel-2 et KH9-2/Sentinel-2 sont quasiment parallèles dans cette zone (voir Figure 3.4c) empêchant ainsi de résoudre l’équation 3.8.

Pour corriger les résidus topographiques, une alternative est d’orthorectifier l’image avec un MNT de même résolution. Comme dit précédemment, l’idéal est d’utiliser un MNT datant de l’acquisition de l’image. J’ai donc tenté d’extraire un MNT d’une résolution de 10 m à partir du couple d’images stéréoscopiques KH9 en utilisant le logiciel Géomatica. Malheureusement le MNT extrait, visible sur la figure 3.6, montre que la topographie au sud-est de la zone de rupture n’est pas correctement retrouvée. J’ai donc utilisé des images Pléiades tri-stéréo acquises en 2015 pour extraire un MNT de 1.5 m de résolution. Le MNT, extrait avec le logiciel Ames Stereo Pipeline [Shean et al., 2016], est visible sur la figure 3.7. L’orthorectification des images KH9 avec le MNT Pléiades a permis de supprimer efficacement les résidus topographiques du champ de déplacements. Les résultats obtenus sont décrits dans la section 3.4.

3.3.3 Séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997)

Le champ de déplacements de surface du séisme de Zirkuh a été obtenu en corrélant des images SPOT d’une résolution spatiale de 10 m (SPOT 2, 3 et 4). La corrélation de ces images n’a pas donné lieu à des difficultés particulières et la méthode utilisée ainsi que les résultats obtenus sont détaillés dans la section 3.4.

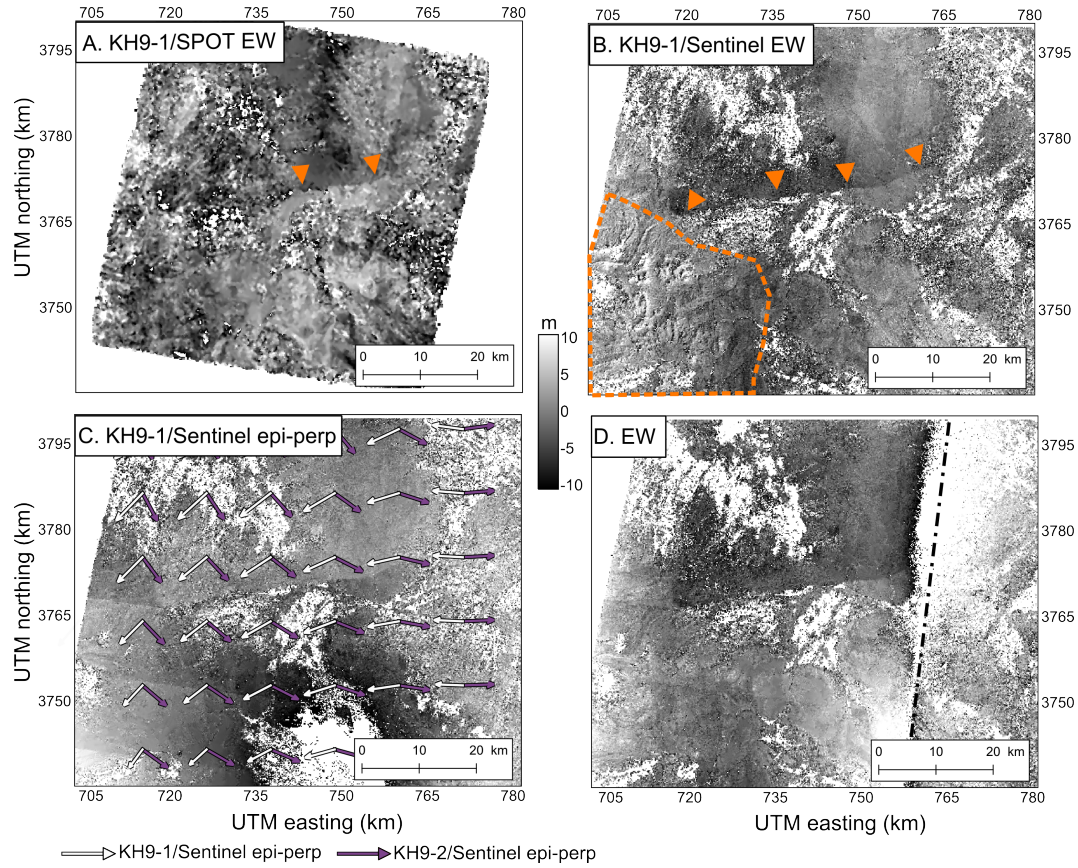


FIGURE 3.4 – Champs de déplacements de surface du séisme de Khuli-Boniabad (Mw 7.1, 1979). Le MNT SRTM a été utilisé pour orthorectifier les images SPOT et KH9. La taille des fenêtres de corrélation initiale et finale est de 128 et 64 pixels respectivement et le pas de mesure est de 8 pixels. Seuls les points ayant un déplacement compris entre -10 et 10 m et un SNR > 0.97 ont été gardés. Les champs de déplacements ont été filtrés avec la technique de débruitage par morceaux. (a) Champ de déplacements EO provenant de la corrélation de l'image KH9-1 avec une image SPOT-3. Seule la partie est de la rupture est visible (triangles oranges). (b) Champ de déplacement EO provenant de la corrélation de l'image KH9-1 avec une image Sentinel-2 prise à la même époque de l'année que l'image KH9-1. La rupture est entièrement visible (triangles oranges). La ligne en pointillés orange délimite une zone affichant d'importants résidus topographiques. (c) Champ de déplacements KH9-1/Sentinel-2 projeté dans la direction perpendiculaire à l'épipolaire. Les flèches blanches et violettes représentent respectivement les vecteurs unitaires de la composante perpendiculaire à l'épipolaire des corrélations KH9-1/Sentinel-2 et KH9-2/Sentinel-2. (d) Champ de déplacements EO obtenu à partir des deux champs de déplacements épipolaire-perpendiculaire provenant des corrélations KH9-1/Sentinel-2 et KH9-2/Sentinel-2. La ligne en pointillés représente la zone où les déplacements ne peuvent pas être retrouvés du fait de la colinéarité des deux vecteurs unitaires épipolaire-perpendiculaire (voir Figure 3.4c). Les résidus topographiques visibles sur la figure 3.4b sont significativement réduits.

3.3. Données disponibles pour les séismes de la séquence du NE Lut et difficultés rencontrées

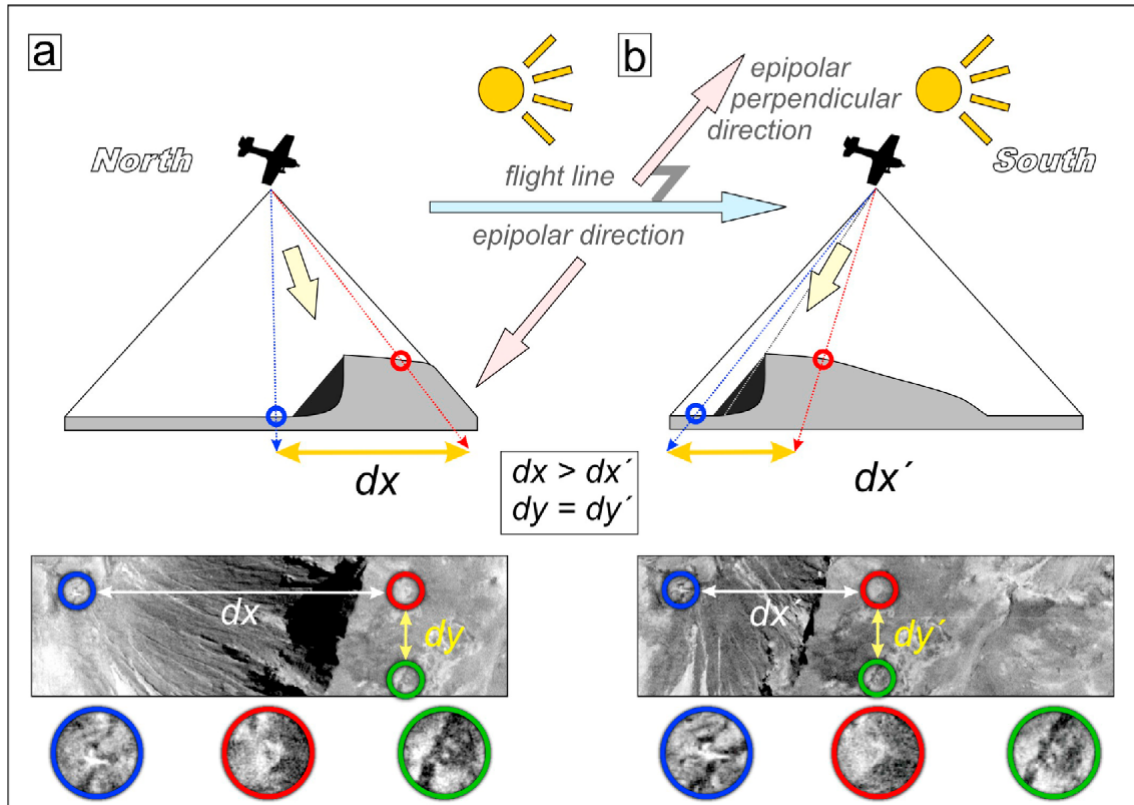


FIGURE 3.5 – Illustration de la direction épipolaire et perpendiculaire à l'épipolaire d'un couple d'images optiques. Les deux photos a et b sont acquises avec des angles d'incidence différents. Le même objet du paysage (ici une falaise) a donc un aspect différent sur les deux photos. Cette différence d'aspect est maximale dans une direction, la direction épipolaire (ici, la direction dx) et minimale dans la direction perpendiculaire à l'épipolaire (ici, la direction dy). La topographie peut-être retrouvée à partir d'un couple d'images projetées dans la direction épipolaire. Au contraire, il n'y aucune information sur la topographie enregistrée dans la direction perpendiculaire à l'épipolaire. D'après Hollingsworth et al. [2012].

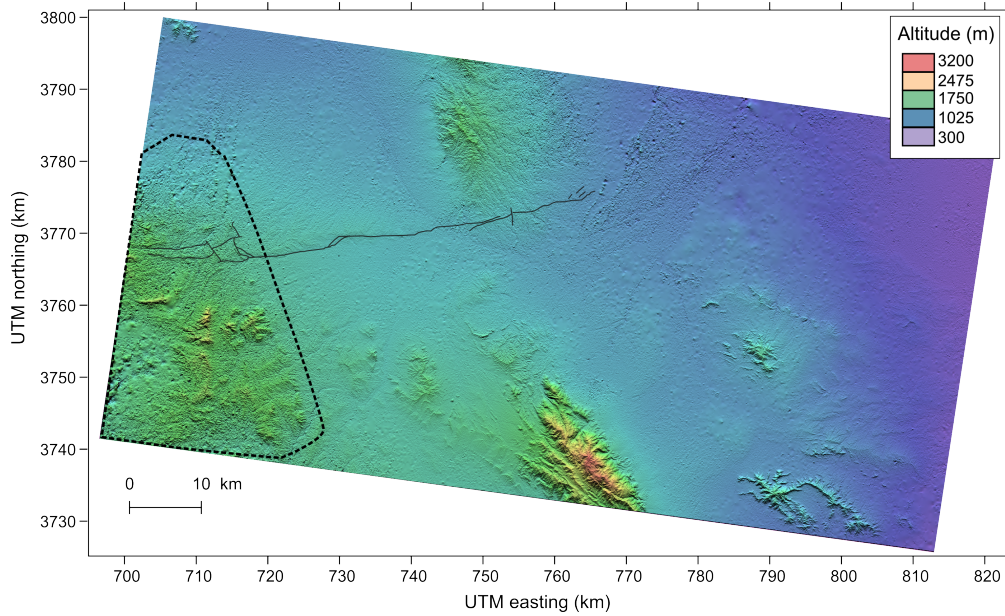


FIGURE 3.6 – Modèle numérique de terrain ombré d’une résolution de 10 m extrait à partir d’un couple d’images stéréoscopiques du satellite espion américain KH9. Les traits fins noirs représentent la rupture de surface du séisme de Khuli-Boniabad [Nowroozi and Mohajer-Ashjai, 1980]. Le contour épais en pointillés délimite la zone où la topographie n’est pas correctement extraite. Le lecteur peut se référer à la figure 3.7 pour connaître l’aspect réel de la topographie dans cette zone.

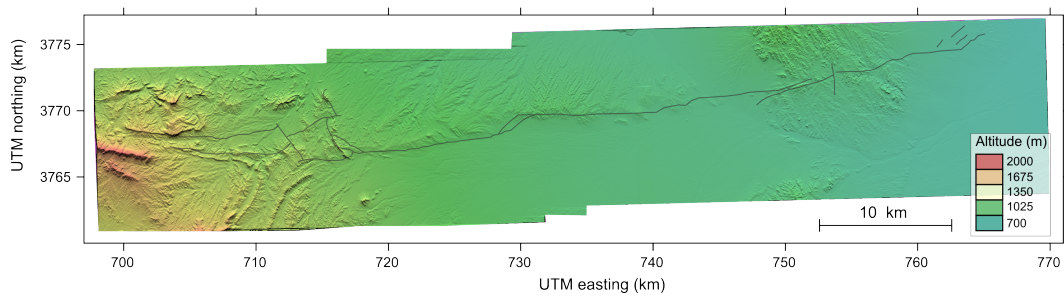


FIGURE 3.7 – Modèle numérique de terrain ombré d’une résolution de 1.5 m extrait à partir de 4 triplets d’images tri-stéréoscopiques Pléiades acquises en 2015. Les traits fins noirs représentent la rupture de surface du séisme de Khuli-Boniabad [Nowroozi and Mohajer-Ashjai, 1980].

3.4 Observation des déplacements cosismiques de la séquence du NE Lut

Earthquake sequence in the NE Lut, Iran : Observations from multiple space geodetic techniques

In review for publication in Geophysical Journal International

Mathilde Marchandon, Mathilde Vergnolle, Olivier Cavalié, Henriette Sudhaus and James Hollingsworth

Abstract- An increasing number of observations supports temporal clustering behavior of earthquakes within fault systems. As earthquake occurrence is mainly controlled by the crustal stresses, it is crucial to determine their spatio-temporal evolution to understand the generation of catastrophic seismic sequences. A possible way to constrain these variations is to measure the surface displacement field induced by seismic sequences. However, the observation time of modern satellite geodesy (InSAR/GPS) is short compared to the duration of an earthquake sequence. Thus, the goal of this paper is to extend the temporal range of observations of a seismic sequence. We focus on the largest earthquakes of the 1936-1997, North-East Lut, Iran, sequence that is composed of 11 $M_w \geq 6$ earthquakes. Using subpixel correlation of historic (KH9) and recent (Sentinel-2) optical satellite images, we measure for the first time the surface displacement field of the 1979 $M_w 7.1$ Khuli-Boniabad earthquake, which broke the eastern part of the Dasht-e-Bayaz fault. Using subpixel correlation of optical (SPOT2-4) and SAR (JERS-2) images, we also measure the surface displacement field of the $M_w 7.2$ Zirkuh earthquake, which ruptured the Abiz fault. We found that both earthquakes have a mean slip of 2.5 m but the Khuli-Boniabad earthquake broke two main segments (total rupture ~ 60 km), whereas the Zirkuh earthquake broke three main segments (total rupture ~ 125 km). We suggest that the differences are controlled by the maturity of the faults, the Dasht-e-Bayaz fault being less mature than the Abiz fault. Furthermore, we succeed to measure offsets up to 2.60 m for the 1979 $M_w 6.6$ Korizan earthquake that broke the northern part of the Abiz fault. It is the first time that the surface displacement field for such a small historic earthquake has been measured using optical correlation. Finally, our study confirms the potential of historical optical imagery for retrieving surface displacements for past earthquakes (pre-modern geodesy era).

3.4.1 Introduction

It has long been thought that large earthquakes ($M_w > 6$) were separated by a long period of interseismic quiescence in which stresses, relaxed by a preceding earthquake,

were restored under the constant tectonic loading. However, an increasing number of observations indicates that large earthquakes occur in temporal clusters within fault systems [e.g., Stein et al., 1997; Pollitz et al., 2003; Sieh et al., 2008; Schlagenhauf et al., 2011; Michele et al., 2016] suggesting that additional processes are involved in the build-up and relaxation of crustal stresses. The static and postseismic stress transfers are thought to play an important role in the spatial and temporal occurrence of such seismic sequences [see Freed, 2005, for a comprehensive review]. Therefore, it is crucial to understand the spatio-temporal evolution of crustal stresses to more accurately assess seismic hazard. While measuring the crustal stresses at depth currently remains out of reach, modern spatial geodetic techniques (e.g. GPS, InSAR) enable an estimation of lithospheric strain from its expression at the Earth’s surface. However, to understand the behavior of fault systems throughout a seismic cycle (lasting as long as several 10-1000 years) requires geodetic measurements over similar time-scales. Therefore, the observation time from modern geodetic techniques (early 1990s) is very short compared to the duration of an earthquake sequence. Currently, only a few earthquake sequences have been studied comprehensively with geodetic observations (e. g. 1992-1999 Landers–Hector-Mine sequence in California); therefore, surface displacements spanning entire sequences are usually not known (e.g. 1939-1999 North Anatolian fault sequence).

The goal of this paper is to extend the temporal range of geodetic observation to document the longest possible period of a seismic sequence in order to obtain a comprehensive overview of the surface displacements induced by the sequence. To achieve this objective, we combine several existing remote sensing techniques (e. g. optical subpixel correlation, SAR subpixel correlation, and InSAR). In particular, the optical image correlation technique [Michel and Avouac, 2002], which allows the measurement of earthquake surface displacements using cross-correlation of optical imagery, turns out to be a powerful candidate for extending the observation time window. Recent studies [Hollingsworth et al., 2012, 2013; Zhou et al., 2016] show that historical optical imagery, such as declassified U.S. spy Hexagon Keyhole-9 images (here-after referred as KH9) can now be used to measure ground displacements resulting from large earthquakes occurring before the era of modern satellite geodesy (i.e., during the 1970’s and 1980’s).

We focus on the North-East Lut (Iran) earthquake sequence which includes three earthquakes of Mw7+ that occurred on the conjugate east-west left-lateral Dasht-e-Bayaz and north-south right-lateral Abiz strike-slip faults : the 1968 Mw 7.1 Dasht-e-Bayaz, the 1979 Mw 7.1 Khuli-Boniabad, and the 1997 Mw 7.2 Zirkuh earthquakes (Fig. 3.8). We choose this sequence for two reasons. First, little is known about the surface deformation induced by these major 20th century continental earthquakes because they took place in a remote region of Iran, difficult to access, and at significant distance from seismological stations at the time of each earthquake. Secondly, these earthquakes ruptured a conjugate strike-slip fault system formed of ~120-150 km long fault segments. Although the recurrence time

3.4. Observation des déplacements cosismiques de la séquence du NE Lut

on these faults is unknown, paleoseismology estimates for similar faults in East Iran are of the order of thousands of years [e.g. [Nazari et al., 2013](#)]. Therefore, the occurrence of three $M_w > 7$ earthquakes in ~ 30 years on a conjugate fault system is not likely to be coincidental. Indeed, if we consider that the occurrence of seismic events is a Poissonian process, the probability of having two earthquakes in 30 years would be $\sim 0.1\%$ considering a recurrence time of 1000 years. However, due to the geometrical configuration of the system, earthquakes here are not likely to trigger each other by static stress transfers. Therefore, the sequence is of major interest for understanding the physic which controls successive earthquake ruptures. Observation of the deformation over the sequence is thus the first step toward this overall objective.

We use surface offset measurements from subpixel optical image correlations and SAR image correlations, as well as published InSAR surface displacement maps [[Sudhaus and Jonsson, 2011](#)] to quantify as densely as possible the surface displacements of the $M_w 7+$ earthquakes. Unfortunately, poor image quality coupled with scanning of the hardcopies (rather than negatives) prevented us from successfully correlating historic aerial photos with recent satellite images for the 1968 $M_w 7.1$ Dasht-e-Bayaz earthquake. However, we managed to measure surface displacements for the Khuli-Boniabad earthquake by correlating historic KH9 satellite photos (dating from 1976) with recent Sentinel-2 optical satellite images from 2017. For the Zirkuh earthquake, we use subpixel correlation of optical SPOT images and JERS-1 SAR images to retrieve the earthquake near-field horizontal surface displacements. We complement these measurements using InSAR line-of-sight surface displacements [[Sudhaus and Jonsson, 2011](#)], which span the medium- and far-field. In the following sections, we first summarize the seismic sequence, particularly the $M_w 7.1$ Khuli-Boniabad and $M_w 7.2$ Zirkuh earthquakes. Then we describe the method used to retrieve the surface displacement field for each earthquake. Finally, after presenting the results, we compare the surface traces and offsets for each rupture determined from the surface displacement fields analysis, Pléiades optical image analysis, and published field investigations. Then we discuss the extension and propagation of the ruptures in relation to the segmentation of the faults and how fault maturity may control the obtained surface displacement patterns. Finally, we discuss the seismic hazard for the northeastern part of the Lut region.

3.4.2 The North-East Lut earthquake sequence

The 1936-1997 North-East Lut earthquake sequence took place in northeastern Iran, mainly on the conjugate Dasht-e-Bayaz and Abiz faults which border the North-East Lut (Fig. 3.8). These faults are part of a larger North-South (NS) right-lateral and East-West (EW) left-lateral fault system that contributes to the accommodation of Arabia-Eurasia convergence [[Berberian et al., 1999a](#); [Vernant et al., 2004](#); [Walker et al., 2011](#); [Walpersdorf et al., 2014](#)]. After two centuries of quiescence in this area, eleven events of $M_w > 6$

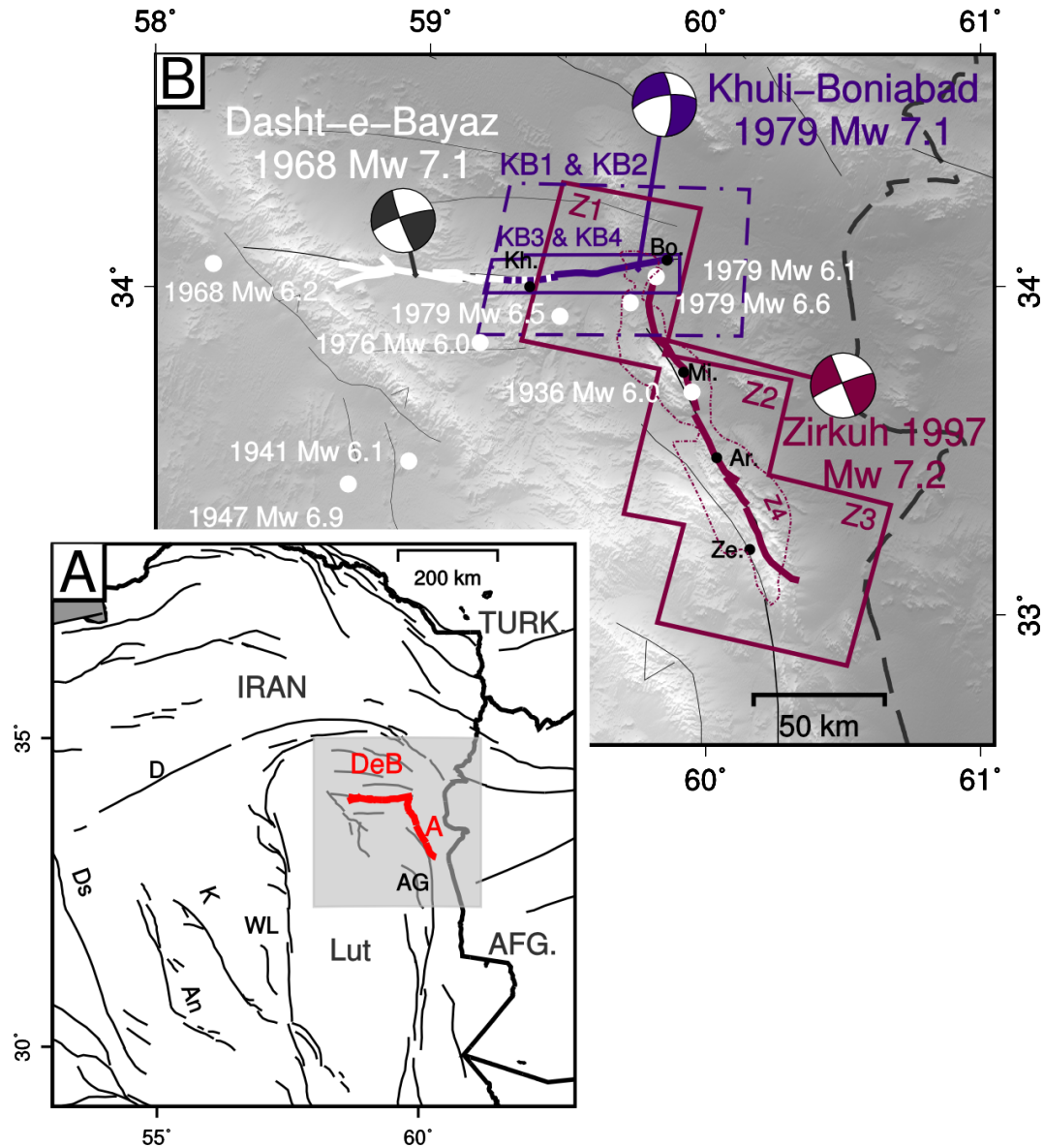


FIGURE 3.8 – Regional tectonic overview. (a) Map of eastern Iran, bordering Turkmenistan (TURK) and Afghanistan (AFG), showing the main tectonic faults (thin black lines), the Abiz and Dasht-e-Bayaz faults (red thick lines) and the coverage of the study area in Fig. 3.8b (light grey box). Ds, An, K, D, WL, DeB, A and AG mean Deshir, Anar, Kuhbanan, Doruneh, West Lut, Dasht-e-Bayaz, Abiz, and Avaz-Gazik faults respectively. Fault mapping is from Walpersdorf et al. [2014] (b) Topographic map of northeastern Iran showing the surface rupture trace of the three Mw+7 earthquakes of the sequence. The surface rupture traces of the Dasht-e-Bayaz, Khuli-Boniabad and Zirkuh earthquakes are plotted in white, purple and red respectively. The surface ruptures of the Dasht-e-Bayaz and the Khuli-Boniabad earthquakes overlap near Khuli (dashed purple line). Focal mechanisms of the Mw+7 earthquakes are represented [Engdahl et al., 2006] and white dots locate the other earthquakes of the sequence [Ambraseys and Melville, 1982; Berberian and Yeats, 1999; Walker et al., 2011]. The Z1, Z2, Z3 red boxes represent the coverage of optical surface displacement data of the Zirkuh earthquake, the Z4 red-dotted area is the coverage of SAR displacement data, the two purple boxes represent the coverage of the optical surface displacement data of the Khuli-Boniabad earthquake (KB1, KB2, KB3 & KB4). Kh., Bo., Mi., and Ar. locate the cities of Khuli, Boniabad, Mirabad, and Ardekul respectively.

3.4. Observation des déplacements cosismiques de la séquence du NE Lut

broke the Dasht-e-Bayaz and Abiz faults and other smaller surrounding faults [Berberian and Yeats, 1999; Berberian et al., 1999a; Walker et al., 2011]. Three of the eleven events were $M_w > 7$ earthquakes : the 1968 $M_w 7.1$ Dasht-e-Bayaz earthquake [e.g. Ambraseys and Tchalenko, 1969], the 1979 $M_w 7.1$ Khuli-Boniabad earthquake [e.g. Nowroozi and Mohajer-Ashjai, 1980], and the 1997 $M_w 7.2$ Zirkuh earthquake [Berberian et al., 1999a]. The Dasht-e-Bayaz and Khuli-Boniabad left-lateral earthquakes broke the east and west sections of the 150 km long Dasht-e-Bayaz fault system, respectively, whereas the right-lateral Zirkuh earthquake broke the entire 125 km long Abiz fault (Fig. 3.8b).

3.4.2.1 1979 $M_w 7.1$ Khuli-Boniabad earthquake

On the 14th November 1979, the $M_w 6.6$ Korizan earthquake broke a 20 km section of the northern part of the Abiz fault [Nowroozi and Mohajer-Ashjai, 1980; Haghipour and Amidi, 1980; Berberian and Yeats, 1999]. This was followed a week later (27th November 1979) by the larger $M_w 7.1$ Khuli-Boniabad earthquake, which broke the eastern 65 km section of the Dasht-e-Bayaz fault [Nowroozi and Mohajer-Ashjai, 1980; Haghipour and Amidi, 1980]. Two weeks later (12th December 1979), another $M_w 6.1$ earthquake broke the northern end of the Abiz fault, rupturing a 15 km section which had not broken during the earlier Korizan earthquake [Berberian and Yeats, 1999]. This sequence, which killed a few hundred people, occurred during a time of political instability in Iran, thus hindering any extensive field investigations shortly after each event [Berberian and Yeats, 1999]. Nevertheless, two brief field investigations documented some of the main features of the surface ruptures. According to Haghipour and Amidi [1980], the Khuli-Boniabad earthquake produced a left-lateral surface rupture, with up to 4 m lateral slip and a maximum of 2.5 m vertical slip (up to the south). Nowroozi and Mohajer-Ashjai [1980] estimated the maximum left-lateral fault offset to be 2.5 m, with a maximum vertical fault offset of 3.8 m, at a location near Khuli in the western part of the rupture (Fig. 3.8b). Surface displacement measurements from optical image correlation will allow us to better document the spatial pattern of fault slip produced by this earthquake.

3.4.2.2 1997 $M_w 7.2$ Zirkuh earthquake

On the 10th May 1997, the $M_w 7.2$ Zirkuh earthquake broke the entire length of the Abiz fault (about 125 km). Field investigations conducted after the earthquake [Berberian et al., 1999a] revealed a strongly segmented fault trace with simple or overlapping steps. The most significant step-over zone is at least 800 m-wide, and is located near Ardekul, at the junction between two segments of the Abiz fault : the northern segment runs through alluvium, while the southern segment runs through bedrock forming the mountain range

(Fig. 3.8b). The magnitudes of the coseismic horizontal fault offsets are typically between 80 and 140 cm with a maximum of ~ 230 cm near the southern end of the rupture. In addition, significant vertical fault offsets (up to 90 cm) were observed in the southernmost part of the rupture [Berberian et al., 1999a].

The rupture complexity is also highlighted by the analysis of the teleseismically recorded body-waveforms performed by Berberian et al. [1999a]. They showed that the P and SH body-waves are well fit with four subevents occurring sequentially from north to south, with relevant changes in the orientation of faulting. Subevent mechanisms vary from almost pure right-lateral strike-slip in the north and central part of the rupture to pure reverse in the southern end of the rupture.

Sudhaus and Jonsson [2011] processed four ERS and JERS-1 coseismic interferograms from which they determined the first multi-segmented fault model of the earthquake that shows the rupture segmentation and three major slip patches in good agreement with the results of Berberian et al. [1999a]. With a joint inversion of the InSAR and optical data, Marchandon et al. [2018] found a rougher fault model and slip distribution. In particular, changes in fault dip along the rupture are enhanced and in good agreement with the surface rupture complexity mapped from the field Berberian et al. [1999a].

Although both field-based and remote-based (i.e. InSAR) measurements of ground deformation are complementary data sets and allow a good representation of the displacement field, they both have limitations when it comes to comprehensively mapping the fault rupture. InSAR can provide spatially very dense (~ 15 m resolution) and precise (mm) measurements. However, InSAR often cannot provide measurements of the near-field of fault zones ($< \sim 10$ km from the rupture) due to a lack of coherence in areas of high strain gradient. Furthermore, the Line-Of-Sight (LOS) component of the surface displacements is not always optimally oriented with respect to the coseismic slip (e.g. InSAR cannot resolve ground displacements in the along-track direction of the satellite). On the other hand, field measurements of fault displacement are generally sparse and often do not capture the component of deformation occurring off the main fault, either as minor localized slip on secondary structures or as purely distributed deformation [Berberian et al., 1999a]. Therefore, additional surface offset measurements from optical image correlation, which better captures displacements in the near-field, will complement both InSAR and field measurements, thus providing a more complete picture of the surface displacement field generated by this event.

3.4.3 Data and Methods

3.4.3.1 Subpixel correlation of SPOT, Sentinel, and KH9 optical satellite images

Optical image correlation retrieves the horizontal surface displacement field produced by an earthquake by measuring subpixel shifts (detection threshold : $\sim 10\%$ of the image

3.4. Observation des déplacements cosismiques de la séquence du NE Lut

pixel resolution) between two co-registered and orthorectified optical satellite images acquired before and after the event [Leprince et al., 2007]. This technique has been successfully used to investigate near-field surface displacements produced by recent earthquakes [e.g., Konca et al., 2010; Copley et al., 2012; Wei et al., 2011; Milliner et al., 2015; Vallage et al., 2015; Hollingsworth et al., 2017b; Kääb et al., 2017]. In this study, all the methodological steps needed to derive surface displacement maps from raw pre- and post-earthquake optical images are made using the COSI-Corr software package [Leprince et al., 2007] following the methodology described in the software user guide [Ayoub et al., 2015].

The first processing step uses tie points to align both pre- and post-earthquake images, which are then brought into a common viewing geometry via the orthorectification process. This consists of resampling both images, while accounting for topography and any off-nadir obliquity in the satellite viewing angle, to produce an image with a regular horizontal ground sampling; thus achieving a viewing geometry equivalent to images acquired at nadir. In this study, the post-earthquake image is orthorectified using the image metadata (orbit and attitude of the satellite and incidence angles for each pixel), a digital elevation model (DEM) of the studied area, and a shaded version of this DEM as a reference image used to align the post-earthquake image with the topography. The pre-earthquake image is then co-registered to the post-earthquake orthoimage using tie points, and then orthorectified using the supplied metadata and the DEM. Once both pre- and post- images are orthorectified, we correlate them using a Fourier-based frequency correlator with a multiscale sliding correlation window of 128 to 64 pixels [Ayoub et al., 2015] and a measurement step size of 8 pixels [Leprince et al., 2007]. We thus obtain the north-south and east-west surface displacement field of the earthquake. Finally, the surface displacement fields are denoised by removing outliers and points with a low signal-to-noise ratio (< 0.97), and the high frequency noise of the three surface displacement maps is reduced using the non-local mean filter implemented in COSI-Corr [Buades et al., 2008]. For the non-local mean filter, we used a patch size of 5×5 pixels, an area dimension of 21×21 pixels and a noise parameter value between 0.4 and 0.8 [Ayoub et al., 2015]. In this paper, we use both modern pushbroom optical satellite images (SPOT 2-4, Sentinel-2) acquired between 1991 and 2017, and older film-based satellite photos (KH9) acquired in 1976 to measure the surface displacement field of the Khuli-Boniabad and Zirkuh earthquakes. Table 3.1 summarizes the metadata of the images we used, Table 3.2 gives the characteristics of the calculated correlation, and Fig. 3.8 shows the satellite data footprints.

We compute the horizontal surface displacement field of the Zirkuh earthquake using subpixel correlation of three pairs of SPOT images of 10 m resolution (Z1, Z2 and Z3, Fig. 3.8). The three surface displacement maps contained striping artifacts resulting from misalignment of the CCD (Charged Coupled Devices) arrays on the satellite sensor [Leprince et al., 2007]; such artifacts were removed using the destriping tool in COSI-Corr [Ayoub et al., 2015]. The only available optical images pre-dating the 1979 Khuli-Boniabad earth-

quake are declassified satellite photos from the US KH9 spy satellite. The KH9 negatives are scanned by the USGS at 7-micron (3,600 dpi) using a high performance photogrammetric film scanner and the digital copies can be purchased from the USGS Earth Explorer website for \$30. We use a stereo pair of KH9 images acquired in 1976 (Table 3.1). Although the metadata of KH9 images are not declassified, Surazakov and Aizen [2010] have demonstrated that the focal length of the KH9 camera was 30.5 cm and that KH9 images are equivalent to very high altitude aerial photos for the orthorectification process. We use this information, along with the grid of calibration points spaced every 1×1 cm across the image (originally used to correct for distortion), to define the intrinsic camera geometry ('Interior orientation' file of COSI-Corr) required for orthorectification. For the post-earthquake image, we use a Sentinel-2 image from 2017 (10 m resolution) freely available from ESA (<https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>). To limit illumination bias in the correlations, we use Sentinel-2 images acquired at the same point in the season (i.e. January) as for the KH9 images [Hollingsworth et al., 2017b]. As Sentinel-2 images are delivered as an orthorectified product, we simply co-register and orthorectify the KH9 images using the Sentinel-2 image as the reference image and a DEM of the studied area.

In a first test, we orthorectify the KH9 images with the worldwide 30 m SRTM DEM and correlate the orthorectified KH-9 images with the Sentinel-2 image (KB1 and KB2 displacement fields, (Tables 3.1 and 3.2, Fig. 3.8b). Because the KH9 images are acquired with a frame camera, the incidence angle varies radially outwards from the optical centre. Therefore, when KH9 images are orthorectified using a DEM of lower resolution than the original KH9 image (e.g. 30 m and 6-9 m, respectively), residual topographic information will remain in the images, becoming stronger towards the edges. These uncorrected topographic features will therefore be retrieved during the correlation process, resulting in significant topographically correlated noise in the KB1 and KB2 displacement fields (Fig. A.4 in supporting information). To minimize this problem, we use 0.5 m resolution tri-stereo Pléiades images from 2015 to extract a 2 m resolution DEM for the area using the open-source Ames Stereo Pipeline software package [Shean et al., 2016]. We use this high-resolution Pléiades DEM to orthorectify the KH9 images, which we then correlate with the Sentinel-2 images from 2017. We obtain the KB3 and KB4 displacement fields (Tables 3.1 and 3.2, Fig. 3.8b and Fig. A.1-A.2 in supporting information). The Pléiades DEM covers only the Dasht-e-Bayaz fault, so the KB3 and KB4 footprints are smaller than the KB1 and KB2 footprints (Fig. 3.8b). We remove a very long wavelength trend from both components of the four displacement fields (KB1-KB4) by subtracting a second order polynomial using the detrending tool of COSI-Corr (this distortion is related to the physical degradation of the 1976 KH9 film). Finally, we average the KB3 and KB4 displacement fields to increase the signal-to-noise ratio. We then use the KB3/KB4 average displacement field to study the Khuli-Boniabad earthquake (Fig. 3.9). In addition, we also use the KB2 displacement field, due to its wider ground coverage, to investigate

3.4. Observation des déplacements cosismiques de la séquence du NE Lut

TABLEAU 3.1 – Optical satellite image meta-data.

Displacement map	Sensor	Spatial resolution (m)	Date (year-month-day)	Time Span (yrs)	Incidence angle (°)
Z1	SPOT 2	10	91-08-27	14.3	-0.5
	SPOT 2	10	05-09-04		-1
Z2	SPOT 2	10	91-08-22	8.8	2.3
	SPOT 4	10	00-06-02		2.9
Z3	SPOT 3	10	95-10-05	6.42	25.8
	SPOT 4	10	02-03-08		26.1
KB1,KB3	KH9 - 4001	6-9	76-01-09	41	radial
	Sentinel-2	10	17-01-11		orthorectified
KB2,KB4	KH9 - 5001	6-9	76-01-09	41	radial
	Sentinel-2	10	17-01-11		orthorectified

TABLEAU 3.2 – Specifications for optical image correlations and pixel offsets.

Displacement map	DEM used for the orthorectification process	Correlation window size (pixels)	Correlation window step size (pixels)	Accepted offset range d (m)
Z1	ASTER GDEM (30 m)	128 to 64	8	-5 m < d < 5 m
Z2	ASTER GDEM (30 m)	128 to 64	8	-5 m < d < 5 m
Z3	ASTER GDEM (30 m)	128 to 64	8	-5 m < d < 5 m
KB1	SRTM (30 m)	128 to 64	8	-10 m < d < 10 m
KB2	SRTM (30 m)	128 to 64	8	-10 m < d < 10 m
KB3	Pléaides (2 m)	128 to 64	8	-10 m < d < 10 m
KB4	Pléaides (2 m)	128 to 64	8	-10 m < d < 10 m

the northern part of the Abiz fault between 1979-2017 (Tables 3.1 and 3.2).

3.4.3.2 Subpixel correlation of SAR images

We also use the subpixel correlation technique to measure pixel offsets between of pre- and post-Zirkuh earthquake JERS-1 SAR amplitude images (L-band, $\lambda=0.23$ m) using the GAMMA software [Wegmüller and Werner, 1997]. The images were acquired on 15th November 1994 and 10th July 1997. We calculated only the pixel offsets in the azimuth direction of the SAR acquisitions, which give a N12° horizontal surface displacement field of the Zirkuh earthquake. The precision of SAR amplitude image pixel tracking is similar to optical correlation (i.e. 10% of the input pixel resolution, i.e. 4.5 m pixel size in the azimuth direction). We correlate sub-windows within the images with a size of 128 by 128 pixels and use a step size of 128 pixels, such that each pixel offset measurement is independent of the neighboring one.

3.4.4 Results

3.4.4.1 The 1979 Mw 7.1 Khuli-Boniabad earthquake

Fig. 3.9 shows the EW and NS surface displacement fields for the Khuli-Boniabad earthquake obtained from the average of the KB3 and KB4 surface displacement fields (Table 3.2). On the EW surface displacement field (Fig. 3.9a), we can clearly see the

EW trending left-lateral rupture trace of the Khuli-Boniabad earthquake. The detectable rupture trace is ~ 50 km long and bends dramatically at its western end. From east to west, the rupture strike is $N65^\circ$ from points A to B (~ 10 km). Then the fault bends and the rupture strike becomes $N85^\circ$ until point C (~ 7.5 km). At point C, the fault exhibits a double bend and the fault strike changes slightly to $N81^\circ$ for about 6.6 km (until point D). Between points D and F the surface fault trace is unclear (~ 20 km). Finally, the fault trace bends abruptly west of point F and the strike becomes $N160^\circ$ for ~ 6 km. Figures 3.9c and 3.9d show two examples of fault-perpendicular profiles (see Fig. 3.9a for profile locations). Profile P1 (Fig. 3.9c) shows an offset across the fault of $\sim 4.92 \pm 0.73$ m; this value is typical of the fault offsets west of point E. The large error of the measured offset, as well as the high standard deviation of the stacked profile is representative of the high level of noise on this part of the fault. Profile P2 (Fig. 3.9d) shows an offset across the fault of $\sim 2.24 \pm 0.26$ m, this value is representative of the fault offset between points A and C. Contrary to the western end of the rupture, the surface displacement for this part of the rupture is quite clean, as highlighted by the low offset error and the low standard deviation of the stacked profile. In order to further investigate the along-strike variation of the fault offsets, twelve other profiles oriented perpendicular to the fault strike have been computed. The curve of the along-strike offset variation will be presented and discussed along with the field offset measurements [Nowroozi and Mohajer-Ashjai, 1980] in section 3.4.5.1.a.

The surface displacement field is dominated by the EW component, due to the EW strike-slip mechanism of the rupture. The signal-to-noise ratio is thus expected to be low for the NS signal. However, close to both ends of the rupture, detectable NS displacements also highlight the fault trace (Fig. 3.9b). Unfortunately, the NS offsets are not sufficiently clear to be measured.

3.4.4.2 The 1997 Mw 7.2 Zirkuh earthquake

3.4.4.2.a NS and EW displacement fields of the Zirkuh earthquake

Fig. 3.10a displays the NS surface displacement field of the 1997 Mw 7.2 Zirkuh earthquake obtained from SPOT image correlation. The surface displacement field shows many decorrelation areas due to the surface changes that occurred during the ~ 10 years separating the pre- and post-images. Most of these surface changes occurred in alluviums and deposit areas or are man-made modifications in cities or agricultural zones.

Despite the noise due to temporal decorrelation, the NNW-SSE rupture trace can be well mapped. According to the clearness of the surface rupture trace, we divide the fault in five sections. On three sections of the fault, the surface rupture trace is unambiguously identifiable thanks to clear steps in the surface displacement field across the fault. We name these sections the Korizan section (north of latitude 33.80°), the Bashiran section (between

3.4. Observation des déplacements cosismiques de la séquence du NE Lut

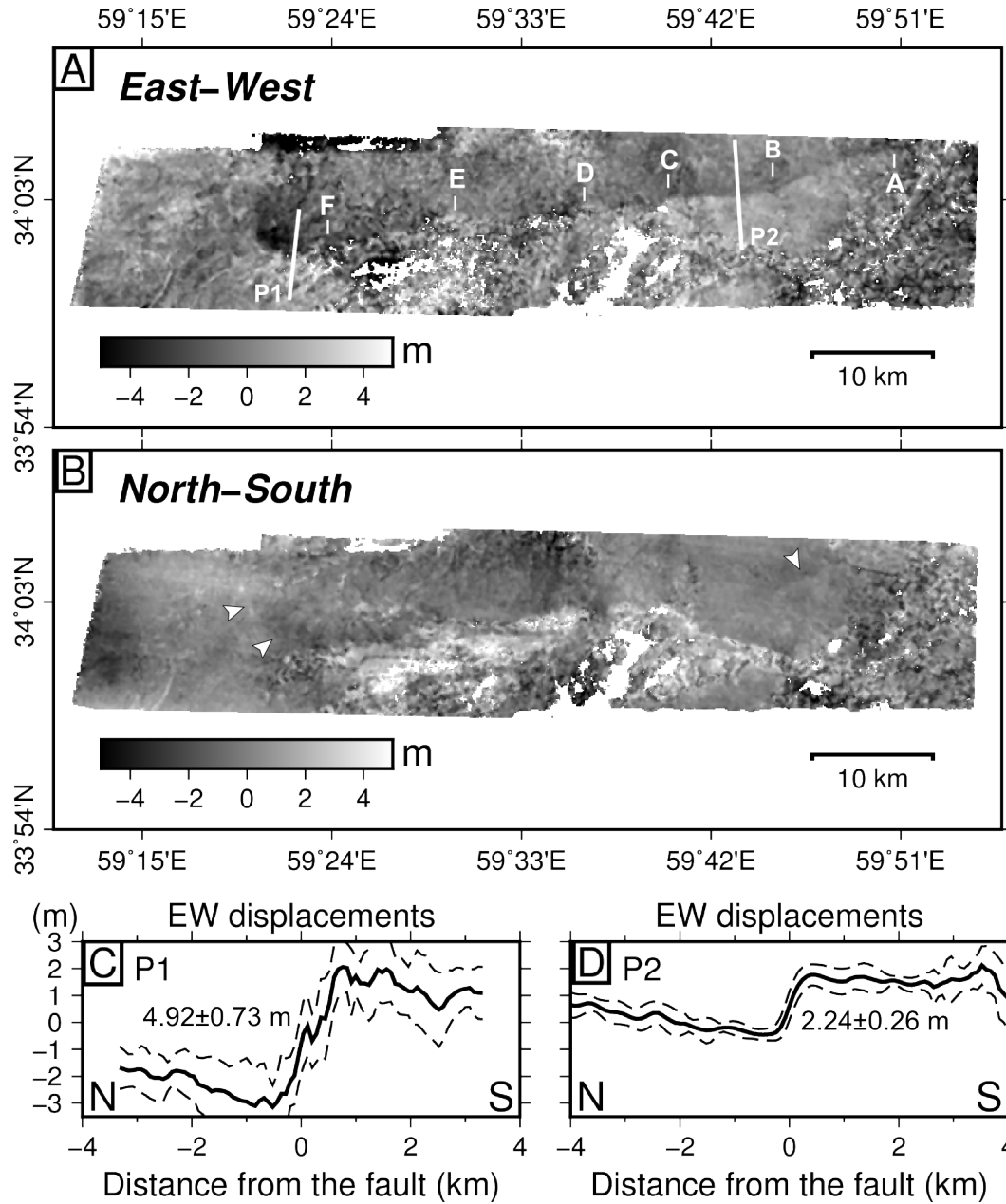


FIGURE 3.9 – Khuli-Boniabad earthquake surface displacement fields from the correlation of KH9 and Sentinel-2 images (average of KB3 and KB4 displacement fields, Table 3.2) over the source region of the 1979 Khuli-Boniabad earthquake. (a) East-West displacement field. The white lines are the location of the profiles on Fig. 3.9c-d. (b) north-south displacement field. The white arrows mark the fault trace. Displacement is positive for northward and eastward motions. (c-d) Fault-perpendicular profiles. The thick black line is the stack of 51 profiles on a 4-km wide box whereas the dashed lines represent the standard deviation of the stacked profile. The fault offsets are estimated by fitting linear regressions to the surface displacement profiles on either side of the fault and measuring the surface displacement difference of the linear regression across the fault. The error of the estimated fault offset is given by the root mean square of standard deviations of the linear regressions on each side of the fault.

latitude 33.5° and 39.65°) and the Zeydan section (south of latitude 33.36°) (Fig. 3.10a). In between these three zones, in the Ardekul and Mirabad sections, the surface trace of the rupture is less clear (Fig. 3.10a). In the Ardekul section, surface displacements change only very gradually across the fault (Fig. 3.10c, profile DD'). In the Mirabad section, the fault trace seems to be more complex and composed of two fault branches, an eastern and a western fault branch, which could connect to the two fault branches clearly identifiable in the southern part of the Korizan section (Fig. 3.10b).

Fig. 3.10c shows five fault-perpendicular profiles representative of each section of the fault (see Fig. 3.10a for profiles location). In the Korizan section, on profile AA', the NS offset across the fault is 2.02 ± 0.58 m. In the Mirabad section, the profile BB' does not show a clear offset; a large bump is located on the western fault branch (-4 km) and the eastern fault branch is highlighted by an increase of noise east of 0 km. In the Bashiran section, on profile CC', the NS displacement offset is 2.31 ± 0.70 m. In the Ardekul section, on profile DD', the NS displacement gradient is wide and the measured offset is very low (0.19 ± 0.47 m). Finally, in the Zeydan section, the profile EE' shows an offset of 1.90 ± 0.2 m. The standard deviation of the stacked profiles AA', BB' and CC' is higher on the eastern part of the fault than in the western part due to phase decorrelation. Finally, the profile CC' shows a large convex signal in the eastern part of the fault due to the southward migration of several sand dunes.

Fig. 3.11a displays the EW surface displacement field of the 1997 Mw 7.2 Zirkuh earthquake. The surface displacement field shows the same decorrelation areas as seen in the NS displacement field. As expected for a NNW-SSE strike-slip fault, the changes in surface displacement across the surface trace of the rupture are smaller in the EW directions (Fig. 3.11a). The five sections of the fault are therefore more difficult to differentiate. Indeed, offsets smaller than ~1 m are difficult to detect given the spatial resolution of the optical images used and the high level of temporal decorrelation in the resulting displacement fields. In the Korizan section and Mirabad section, the offsets across the fault are below the noise level of the data and are thus not detectable (Profiles AA' and BB', Fig. 3.11b). Moreover, the profile BB' shows a peak at -3.5 km located at the same place as the western fault branch in the NS displacement field (Fig. 3.10). On the Bashiran section, the profile CC' shows an offset of 0.70 ± 0.57 m. The Ardekul section still shows a low displacement gradient across the fault (0.40 ± 0.47 m on profile DD'). Finally, in the Zeydan section, the EW surface displacement field shows a topographically correlated signal on the eastern part of the fault (see also Fig. A.3 in supporting information). This signal occurs due to topography that was locally changed by the earthquake and off-nadir look angles (25.8° and 26°, Z3 in Table 3.1), while using only one DEM (here post-earthquake) to orthorectify both the pre- and post-earthquake images [Ayoub et al., 2009]. This topographically correlated signal mostly shows in the EW component because the viewing angle of SPOT satellite can only be adjusted in the across-track direction (i.e. ~E-W). It can be corrected

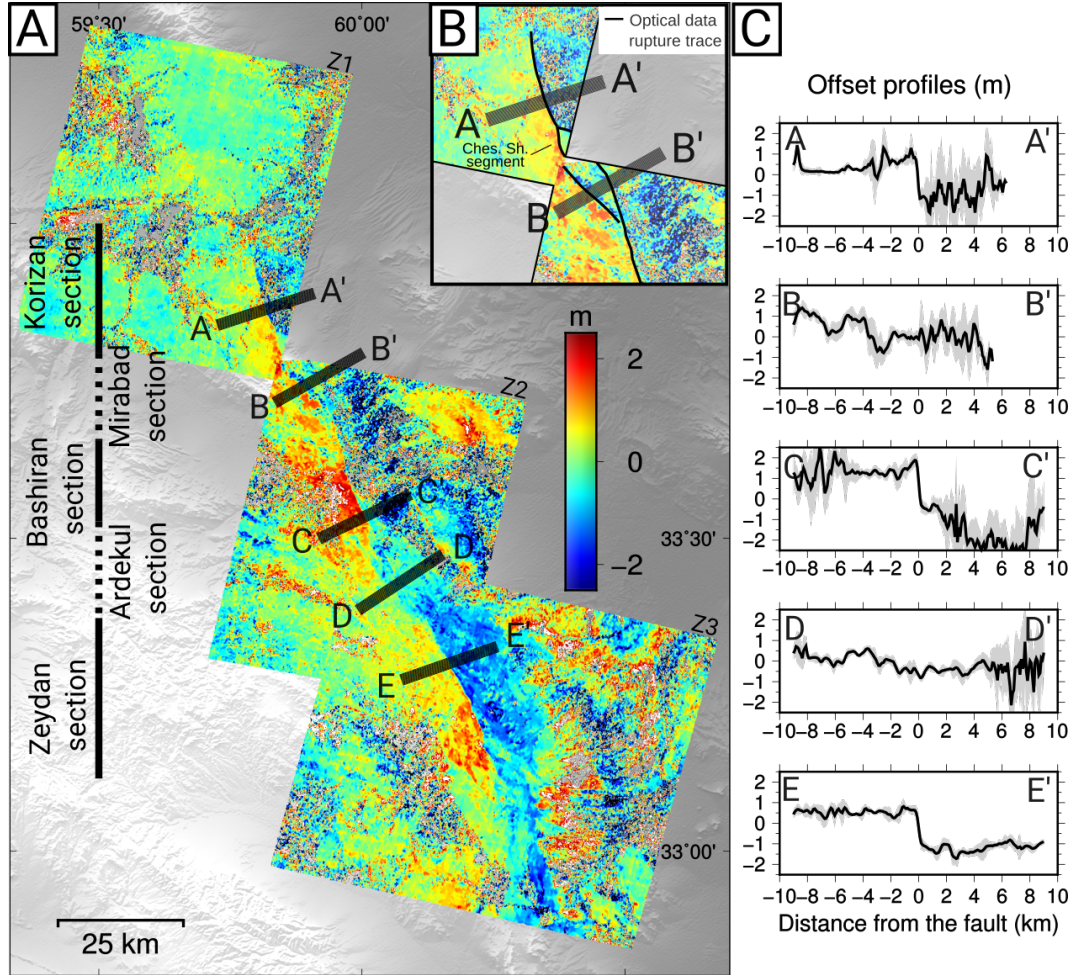


FIGURE 3.10 – (a) Zirkuh earthquake north-south surface displacement field (m) from SPOT images correlation. Displacements are positive northward. The gray boxes represent the location of the profiles shown in Fig. 3.10c. On the left of the figure, the thick black lines delimit sections of large surface displacement gradients and the dashed lines delimit sections of small surface displacement gradients across the fault. (b) Zoom on the Mirabad section. Ches. Sh. means Cheshmeh Shahtut. (c) Fault-perpendicular profiles. The thick black line is the stack of 12 profiles on a 2 km-wide box whereas the gray envelope represents the standard deviation of the stacked profiles.

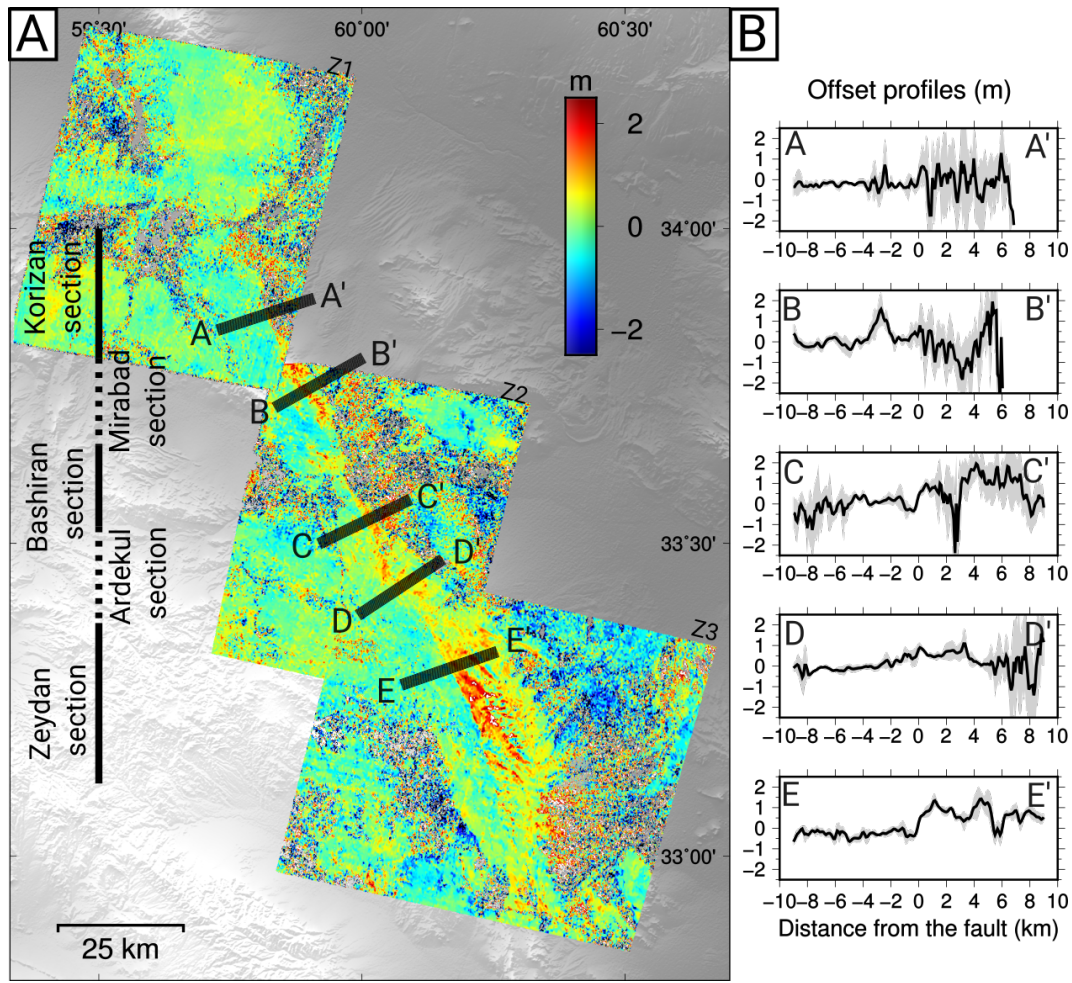


FIGURE 3.11 – (a) Zirkuh earthquake east-west surface displacement field (m) from SPOT images correlation. Displacements are positive eastward. The gray boxes represent the location of the profiles shown in Fig. 3.11b. The thick black lines delimit sections of high surface displacement gradient and the dashed lines delimit sections of low surface displacement gradient. (b) Fault-perpendicular profiles. On the left of the figure, the thick black line is the stack of 12 profiles on a 2 km-wide box whereas the gray envelope represents the standard deviation of the stacked profiles.

only if the vertical surface displacements can be neglected [Ayoub et al., 2009]. Unfortunately, it is not the case in the southern part of the rupture, based on field measurements and InSAR data [Berberian et al., 1999a; Sudhaus and Jonsson, 2011]. Consequently, part of the vertical surface displacement is projected into the apparent EW surface displacement component. Therefore, the clear 1.14 ± 0.36 m offset visible on the profile EE' is apparent and could include a part of the vertical displacement.

3.4.4.2.b N12° displacement field of the Zirkuh earthquake

The Fig. 3.12 shows the horizontal surface displacement field of the Zirkuh earthquake in the N12° azimuthal direction inferred from the correlation of JERS-1 SAR amplitude

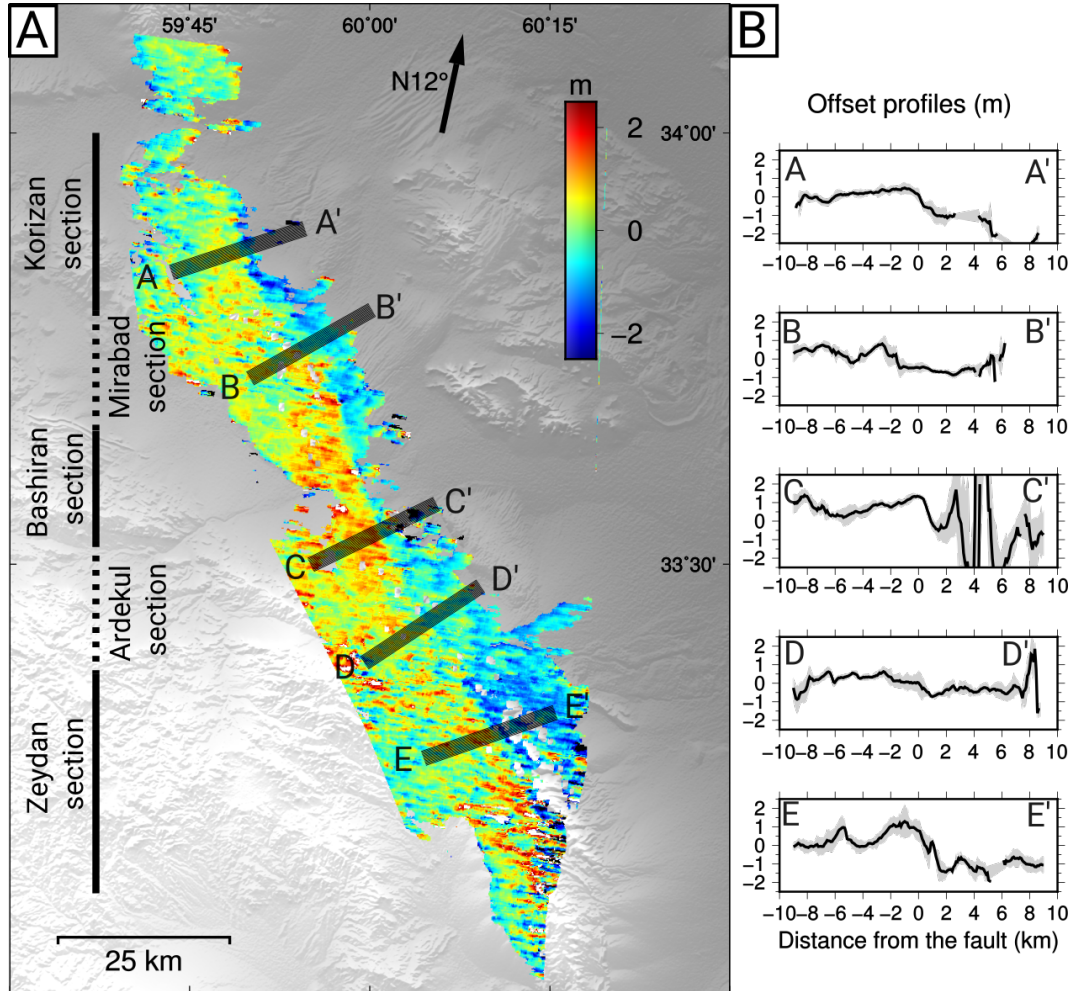


FIGURE 3.12 – (a) Zirkuh earthquake N12° surface displacement field (m) from SAR images correlation. Displacements are positive toward N12° direction. The gray boxes represent the location of the profiles shown on Fig. 3.12b. On the left of the figure, the thick black lines delimit section of large surface displacement gradient and the dashed line delimit the section of small surface displacement gradient (b) Fault-perpendicular profiles. The thick black line is the stack of 12 profiles on a 2 km-wide box whereas the gray envelope represents the standard deviation of the stacked profiles.

images. The level of noise is higher than in the NS displacement field, although we can still clearly detect the five sections of the fault. The Korizan, Bashiran and Zeydan sections are still characterized by large surface displacement offsets across the fault (Fig. 3.12b), whereas the gradients of the N12° surface displacement are low in the Mirabad and Ardekul sections (Fig. 3.12b, BB' and EE' profiles). Indeed, the offsets of profiles AA', CC' and EE' are 1.44 ± 0.23 m, 1.88 ± 0.46 m, and 2.32 ± 0.55 m, whereas they are 0.77 ± 0.27 m, and 0.45 ± 0.31 m, in profiles BB' and DD', respectively. In the Mirabad section, no observation confirms the presence of the western branch seen in the NS displacement field (Fig. 3.10b). This zone is characterized by a smooth gradient across the fault, similar to the Ardekul section.

3.4.4.2.c Constraints on the vertical displacement field of the Zirkuh earthquake

The three displacement fields described above give constraints only on the horizontal displacement field of the Zirkuh earthquake. To give constraints on the vertical surface displacements, we use the JERS-1 SAR interferogram processed by [Sudhaus and Jonsson \[2011\]](#) that encompasses the entire rupture. The InSAR technique measures the surface displacement in the LOS of the sensor, which is on average 39° off the vertical for the JERS-1 satellite. The InSAR surface displacements are thus more sensitive to the vertical component of surface displacement, as $\sim 78\%$ of the vertical displacement is projected in the LOS component, whereas only $\sim 63\%$ and $\sim 10\%$ of the EW and NS surface displacements are projected in the LOS component, respectively. The noise level is very low on the LOS displacement field but the interferometric phase decorrelation due to large phase gradients near the fault prevents any offset measurements in the near-field (Fig. 3.13). To fill the observational gap and to estimate LOS surface displacement offsets across the fault, we use the predictions of the source model estimated by [Sudhaus and Jonsson \[2011\]](#) (Fig. 3.13b). [Xu et al. \[2016\]](#) have shown, when inverting InSAR data to produce a fault slip model, that large data gaps near the fault can artificially give rise to shallow slip deficit in the slip model. Hence the offsets that we estimate using the source model of [Sudhaus and Jonsson \[2011\]](#) could be underestimated. However, the offsets are internally consistent when taken as a whole. According to Fig. 3.13b, the profiles of all sections except the Mirabad section are characterized by high slip gradient across the fault. The offsets of profiles AA', BB', CC', DD' and EE' are 0.50 m, 0.30 m, 0.70 m and 0.79 m and 1.20 m respectively, in the LOS direction.

3.4.5 Discussion

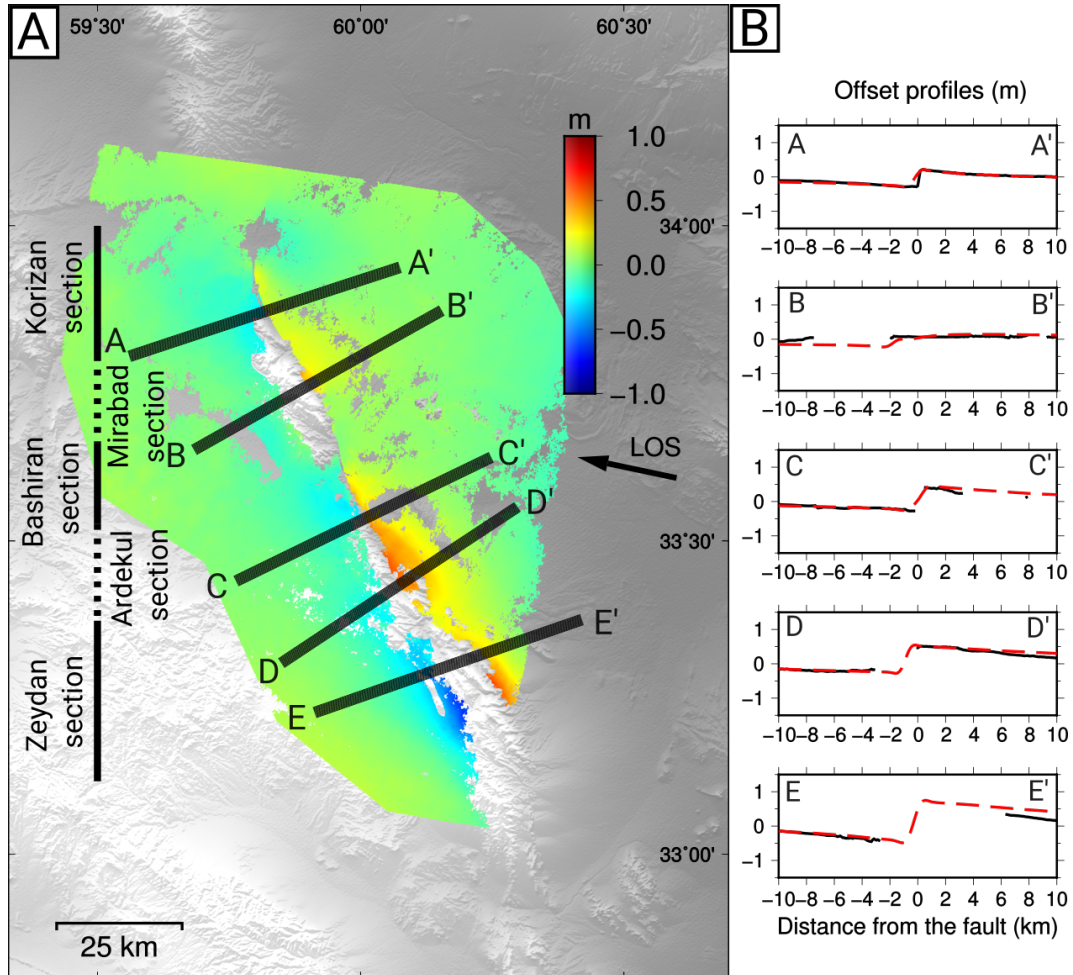


FIGURE 3.13 – (a) Zirkuh earthquake LOS surface displacement field (m) measured by InSAR [Sudhaus and Jonsson, 2011]. Positive displacement indicates a ground motion toward the satellite (black arrow). The gray boxes represent the location of the profiles shown in Fig. 3.13b. On the left of the figure, the thick black lines delimit sections of high surface displacement gradient and the dashed lines delimit sections of low surface displacement gradient. (b) Fault-perpendicular profiles. The thick black line is the stack of 12 profiles on a 2 km wide box and the dashed red line is model predictions based on InSAR data [Sudhaus and Jonsson, 2011].

3.4.5.1 Comprehensive overview of surface displacement fields of the Khuli-Boniabad and Zirkuh earthquakes

3.4.5.1.a Khuli-Boniabad earthquake

In Fig. 3.14b, we show the comparison of the surface rupture of the Khuli-Boniabad earthquake mapped from optical image correlation (Figures 3.9a and 3.14a) with the one obtained from field investigation [Nowroozi and Mohajer-Ashjai, 1980]. We also map the trace of the fault rupture using both the 0.5 m Pléiades images and the 2 m Pléiades DEM (Figures 3.14b and 3.15). While we are not able to map the entire surface rupture trace from optical correlation and high-resolution Pléiades imagery, the three data sets represent the most comprehensive data set thus far.

The three surface rupture maps are broadly consistent. The western part of the rupture, from the extensive relay zone observed from field mapping (point E, Fig. 3.14b), is very similar from one dataset to another. In particular, they all highlight the sharp fault bend west of Khuli (west of point F, Figures 3.14b and 3.15, section 3.4.4.1, and Fig. 3.9). They also roughly show the same spatial extent, except in the region west of the bend, where the EW displacement field does not show any clear surface fault trace, and where the surface fault trace mapped from Pléiades imagery differs from the field mapping. However, the 1968 Mw 7.1 Dasht-e-Bayaz earthquake also broke this part of the fault [Ambraseys and Tchalenko, 1969]. Thus, we cannot be sure that the fault trace seen in the Pléiades images is due to the Khuli-Boniabad earthquake, or the earlier event. Finally, about 10 km from the eastern end of the rupture and continuing for 17 km (up to point D), rupture traces from the optical correlation data and high-resolution Pléiades data are similar, but differ from the field measurements. The field-mapped rupture trace is clearly located ~ 2 km further north at point B. For the rest of the rupture, from point D to E, it is difficult to resolve precisely the rupture trace both from the image correlation and the high-resolution Pléiades data, and we thus cannot meaningfully compare it to the field rupture trace.

We now compare the fault offsets (Fig. 3.14c) measured in the field [Nowroozi and Mohajer-Ashjai, 1980] with the ones estimated from the EW optical surface displacement data (Figures 3.9a and 3.14a). Such a comparison is meaningful because the fault strike is east-west and the fault mechanism is mainly left-lateral strike-slip. On the eastern part of the rupture, between points A and D (about 23 km), fault offsets are well described along the rupture with the optical correlation data, but only sparsely described with field measurements. On the western part of the rupture, from point E to the end of the rupture (about 21 km), it is roughly the contrary. Both data sets are thus very complementary. On the eastern part, the EW optical fault offsets are about 2.5 m with a maximum of 3 m near 28 km, which decrease to 1 m at 25 km. Along this part of the rupture, only two along-strike and vertical field offsets were measured. They are estimated to be less than 0.5 m. The along-strike field offset measured at 22 km could be in good agreement with the

3.4. Observation des déplacements cosismiques de la séquence du NE Lut

EW optical offset at 25 km. However, the field and optical offsets measured at 32 km are not consistent with each other. On the western and E-W striking part of the rupture (from point E to F), the horizontal and vertical field offsets gently increase from 0.5 m to 2.5 m, whereas no reliable E-W optical offsets can be measured due to temporal decorrelation. West of point F, where the fault strike becomes north-south, vertical field offsets reach 4 m at -2.5 km and both horizontal and vertical field offsets decrease abruptly to zero at ~ 10 km. On this part of the rupture, the EW optical offsets form a sharp curve reaching ~ 5 m, consistent with the field measurements. Similar offsets in both the EW and vertical suggest this 7 km-long and NS-striking fault segment is a thrust with a $\sim 45^\circ$ E dip.

Finally, the field and E-W optical offset measurements are either in good agreement either complementary almost everywhere except in the eastern part of the rupture (between points B and C). It is also where the rupture trace from field mapping does not well match the trace derived from the optical displacement data and high-resolution Pléiades images (at a ~ 2 km level, see Fig. 3.14b). We are confident in our correlation results as the surface displacement field clearly discriminates the rupture location (Fig. 3.14a). We therefore suggest that the main rupture trace has been missed during the field investigations, which may also explain the low offsets they measured.

If so, the combination of the field and EW optical offset curves indicates two peaks in surface slip separated by a zone of lower surface slip. The western peak (17 km length minimum) is sharp with a mainly strike-slip component on the EW striking part, and a thrust component on the NS striking part. The eastern peak (15 km length minimum) appears smoother, although our data does not well describe each end. The low surface slip zone (i.e. with slip lower than 1 m) is more difficult to characterize, although its length should not exceed about 15 km. Moreover, the fact that the rupture trace could not be retrieved either from optical correlation data or from high resolution optical Pléiades data between 10 to 22 km (from points D to E) may suggest : 1/ low localized displacement, 2/ distributed displacement on several fault branches, 3/ higher erosion of the scarps than elsewhere, which would limit the rupture detection in the optical Pléiades data and increase the temporal decorrelation in the optical correlation data, or 4/ a combination of these explanations. While we still miss along-strike data, we suggest that the Khuli-Boniabad earthquake results in a rupture of two main segments separated by a low slip zone (S1 and S2, Fig. 3.14c).

The optical surface displacement field we obtain is not as precise as displacement fields obtained with more recent, or higher resolution data, with smaller temporal baselines [e. g. Vallage et al., 2015; Milliner et al., 2015; Hollingsworth et al., 2017b], but we think our results demonstrate the capacity of optical image correlation data to revisit pre-modern geodesy earthquakes (before the 1990s) that may have not been intensively investigated in the field after the event. Furthermore, the data used in this study may represent a more typical situation when studying past earthquakes, and thus the processing undertaken and

precision of results reported here will be more relevant to the majority of future studies. Our results also highlight the value that remotely-sensed near-field surface displacements can have in guiding field investigations following large earthquakes.

3.4.5.1.b Zirkuh earthquake

Fig. 3.16 compares the surface rupture trace of the Zirkuh earthquake obtained from field mapping [Berberian et al., 1999a], with the Z1, Z2, Z3, and KB2 north-south optical surface displacement fields (Figures 3.10 and A.4 in supporting information), as well as the Z4 N12° SAR surface displacement field (Fig. 3.12). All datasets show broadly the same trace of the surface rupture : the northern part is curved (Korizan section), then the fault strike changes and continues broadly at N150° until the end of the rupture. However in the south, neither the Z3 optical or the Z4 SAR surface displacement fields show the NW-SE southernmost segment of the main rupture, or the two small segments located either side of the fault which were mapped in the field. In the north, the end of the rupture is also not well resolved by our data because the displacements drop below our detection threshold (~ 1 m). In the Mirabad section, the western branch has not been mapped during field investigation [Berberian et al., 1999a] even though it is located at the southern continuity of the Cheshmeh Shahtut segment and is not visible in the Z4 or the NS KB2 displacement fields. Furthermore, profile BB' on the EW displacement field (Fig. 3.11b), shows a large peak at the location of the western branch that cannot be interpreted as a coseismic offset. We thus conclude the EW and NS signal observed in the Mirabad section on the optical surface displacement data is not tectonic (Fig. 3.10b), and possibly results from differences in sunshading between the images, coupled with small topographic residuals.

In order to quantify the variation of surface slip along the rupture of the Zirkuh earthquake, we examine 55 fault-perpendicular displacement profiles spaced every 2 kilometers along the NS and EW optical displacement components (Z1, Z2, and Z3), and the LOS component from the InSAR-based model. The high level of noise on the Z4 N12° surface displacement field does not allow us to measure a profile every 2 km ; we therefore measure only 25 profiles from this dataset. The various offsets are shown together in Fig. 3.17, along with the along-strike and vertical field offsets measured by Berberian et al. [1999a].

Comparing these offsets is not straightforward. However, we think the comparison between the NS and N12° azimuth offsets is reasonable, despite the small difference in azimuth. Due to the satellite LOS and the fault strike, the amplitude of the displacement is expected to be 2 to 6% smaller than the amplitude of the NS displacement. Because of the average fault strike, which is roughly in the NS direction as well, we may compare along-strike field offsets with our measured offsets. Finally, the modeled-LOS displacement offsets across the fault are from a different orientation and rather provide information on the vertical component of the displacement (see section 3.4.4.2.c). We thus make our comparison carefully, and mostly restrict the analysis to a qualitative one.

3.4. Observation des déplacements cosismiques de la séquence du NE Lut

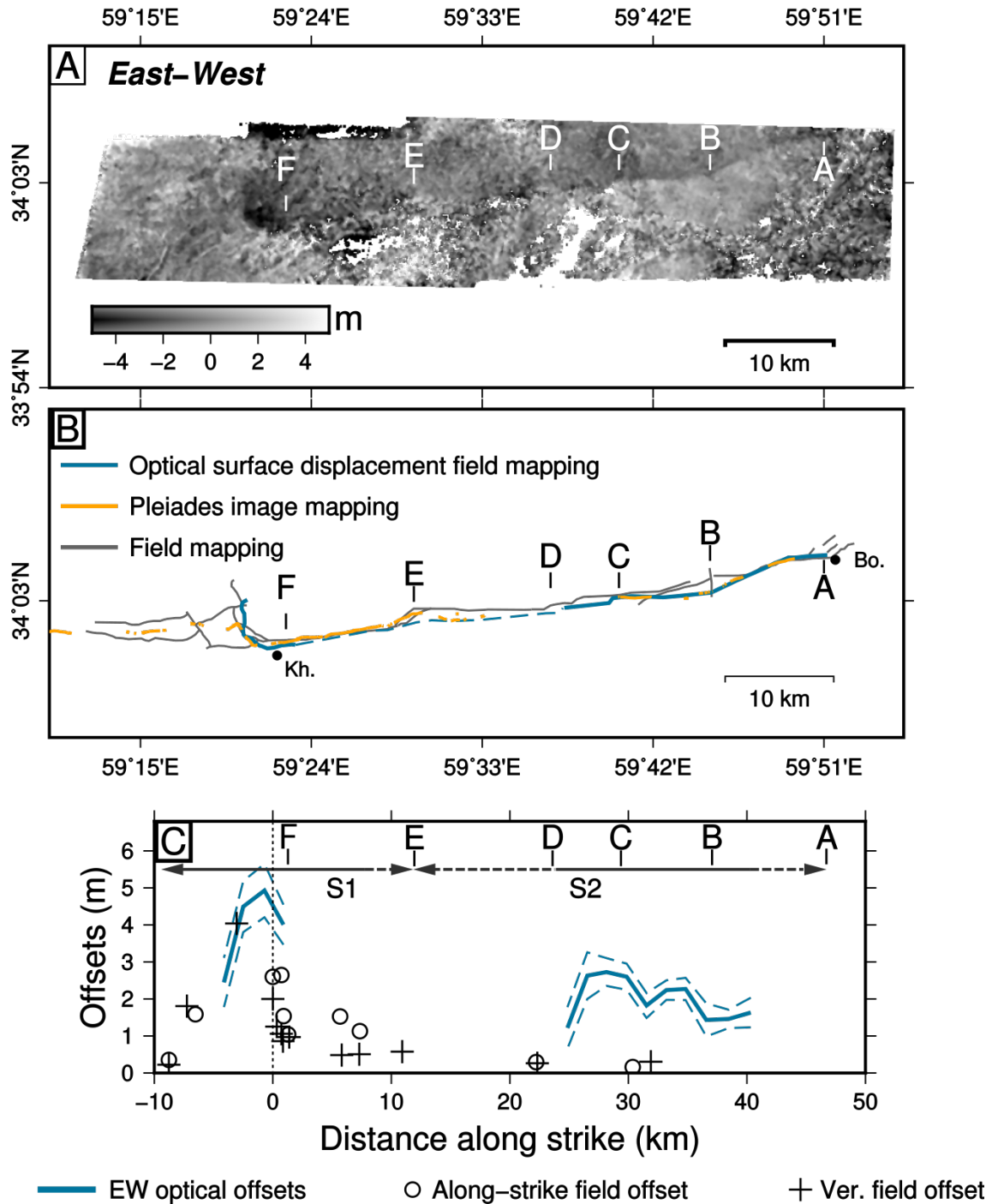


FIGURE 3.14 – (a) EW surface displacement field for the Khuli-Boniabad earthquake. (b) Comparison of the surface rupture traces determined from field investigation [Nowroozi and Mohajer-Ashjai, 1980], from optical image correlation, and from 0.5 m-resolution Pléiades image and 2-m shaded DEM (c) Fault offsets : comparison between along-strike and vertical (Ver.) field offsets and EW offsets from optical image correlation. The black arrows delimit the two main segments of the Khuli-Boniabad earthquake (S1 and S2). The 0 km is located at the longitude of Khuli. Note that offsets located at negative distance are measured on the NS small segment.

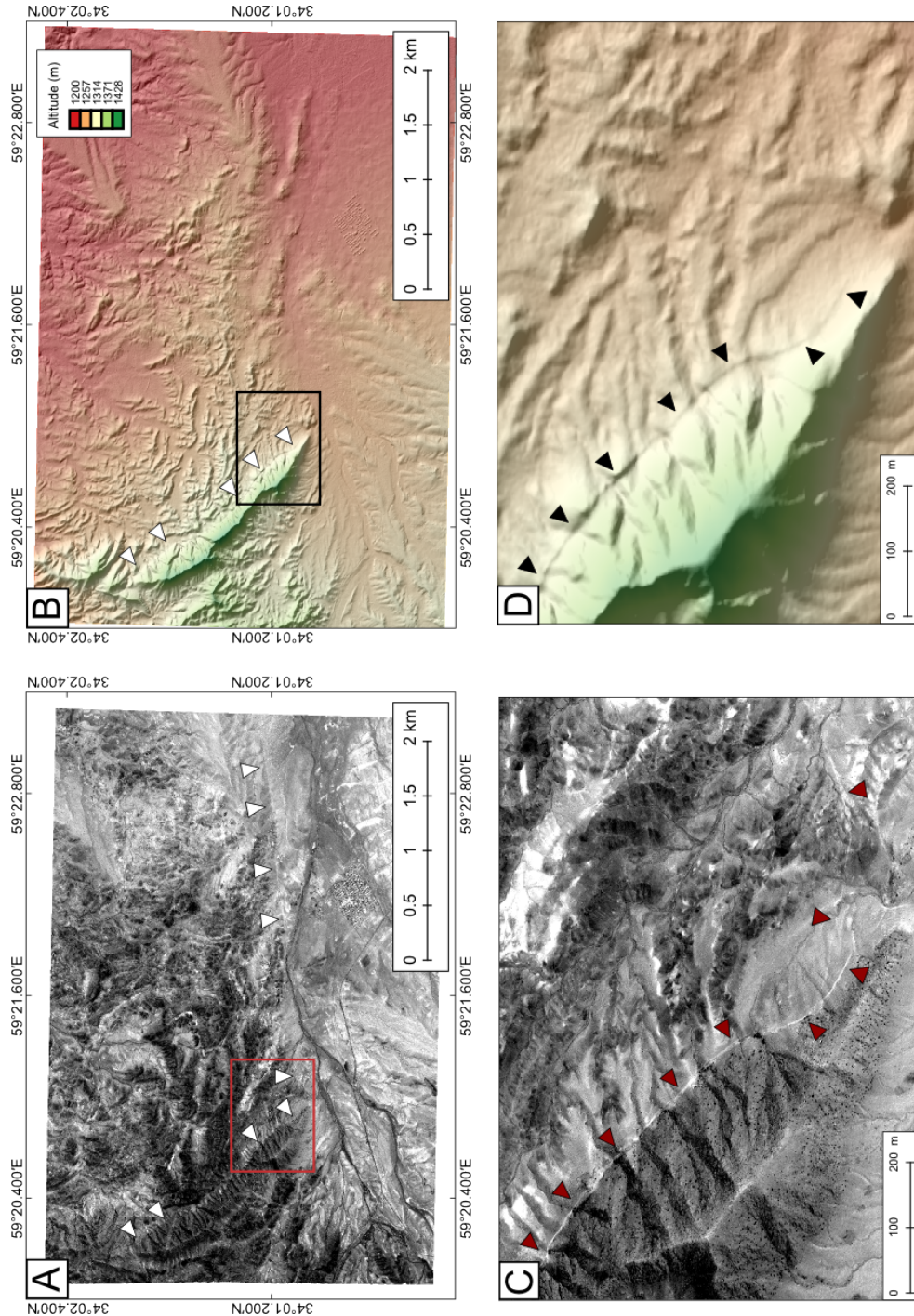


FIGURE 3.15 – (a) 0.5 m Pléiades image showing the surface rupture trace where the fault bends to the north. (b) Shaded version of the 2-m Pléiades DEM of the same area than Fig. 3.15a. Close-up view of the Figures 3.15a-b showing details of the surface rupture at the fault bend. The close-up view location is indicated by the rectangle in Figures 3.15a-b. On each figure, the triangles highlight the surface rupture.

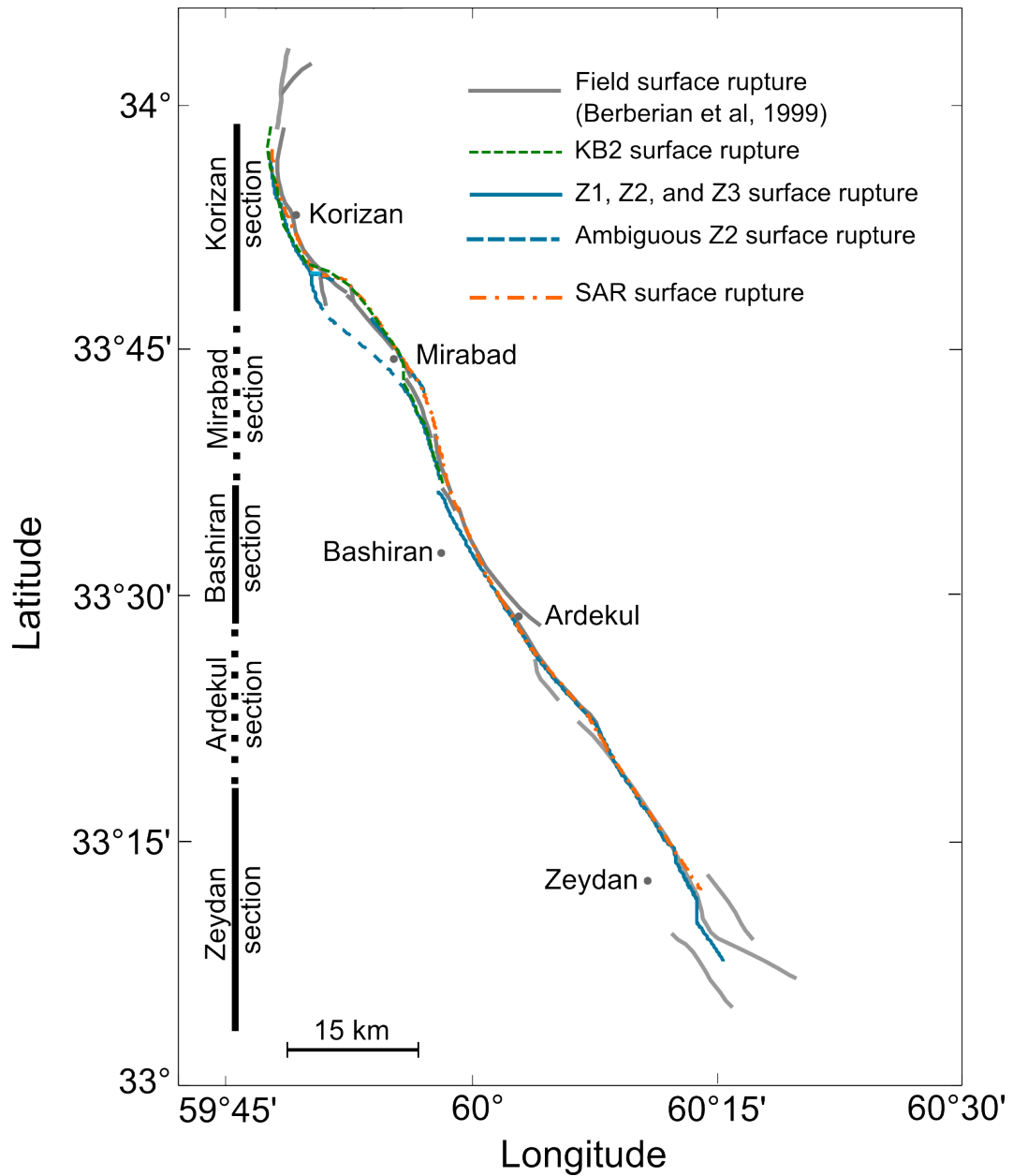


FIGURE 3.16 – Surface rupture trace of the Zirkuh earthquake from field mapping (black line), optical image correlation data (red and green lines) and SAR image correlation data (blue line).

The curve of NS fault offsets along the fault (Fig. 3.17b) shows three zones of maximum fault offsets separated by two zones of small fault offsets. The three zones of large NS fault offsets are characterized by three rather symmetrical ellipses with similar maximum amplitude (2.67 ± 0.8 m, 2.32 ± 0.84 m and 2.77 ± 0.56 m respectively from North to South). In the two zones of small NS fault offsets, the offset amplitude decreases to zero. The data allow a precise localization of these zero offsets : at about 25 km along the fault, in the Mirabad section, and at 60-70 km along the fault, in the Arkedul section. The offset error is larger in the first 70 km because of the higher level of noise due to temporal decorrelation in the Z1 and Z2 displacement fields compared to the Z3 one as discussed in section 3.4.4.2.a. The N12° offsets confirm the large scale pattern, in particular the NS optical and N12° SAR offsets agree well from 55 km to 95 km (within the error). However, near 35 km, the N12° offsets are significantly higher than the NS optical ones. The source of this small discrepancy is unclear.

In general, the along-strike field offsets show the three regions of largest displacements. However, the along-strike curve is smoother, with smaller maximum offsets (2.1 m, 1.90 m and 2.23 m respectively from North to South), but higher offsets (up to 1.2 m) in the Mirabad and Ardekul sections than in the NS offset curve. In the Mirabad section, the surface rupture has been mapped in the field with four small segments on which the offsets do not exceed 1.2 m and in between where the offsets are zero. These small offsets occur over small distances which explain why the surface rupture trace is not clearly visible in the optical displacement data. In the Ardekul section, the NS and N12° offsets are in agreement and close to zero, although the field offsets reach 1.10 m. The Ardekul section is described by Berberian et al. [1999a] as a 800 m wide shear zone with distributed deformation on secondary faults. Thus the field offsets in this zone could also have been observed not in a continuous way but rather at discrete locations.

The slip-curve of the EW offsets (Fig. 3.17c) shows a similar pattern to the NS offset curve, mainly because of the two obvious minima localized in the Mirabad and Ardekul sections (at about 26 km and 60 km respectively). The amplitude of the EW offsets are much smaller (less than 1 m), except in the Zeydan section (Fig. 3.17c) where they show a significant apparent eastward movement east of the fault. The EW offsets increase progressively reaching a maximum of 2.08 ± 0.56 m at ~ 90 km along the fault and decrease rapidly to 0.44 ± 0.50 m at 95 km along the fault. The modeled-LOS fault offsets can also be divided in three zones but with some differences in the along-strike slip pattern. The first minimum is located at the southern end of the Mirabad section (at about 40 km along the fault). Also, a plateau would better describe the modeled-LOS offset variation in the Bashiran section than a bump with no decrease in the Ardekul section. They increase at the Ardekul-Zeydan boundary up to ~ 90 km along the fault to finally decrease rapidly near 95 km along the fault, as the EW offsets (see Fig. 3.17b). We thus conclude that the modeled-LOS fault offsets reflect the existence of important vertical surface displacements

3.4. Observation des déplacements cosismiques de la séquence du NE Lut

and dip-slip motions on the fault in the Zeydan section, and in the southern part of the Mirabad and Ardekul section where horizontal offsets are minimal. It also confirms that a part of the vertical surface displacement is projected in the Z3 EW surface displacement field (see section 3.4.4.2.a).

To summarize, the whole data sets allow characterizing three main segments where deformation is localized on the fault rupture trace (i.e. high-gradient surface displacements) separated by two zones of distributed deformation (i.e. low-gradient surface displacements across the fault rupture trace).

3.4.5.2 Insights into the 1979 Mw 6.6 Korizan earthquake

Fig. 3.18 compares the NS displacement fields obtained by optical image correlation in the northern part of the Abiz fault along the Korizan section over two different periods. The first period covers 1976-2017 (NS KB2 displacement field, Tables 3.1 and 3.2) and the second 1991-2005 (Z1, Tables 3.1 and 3.2). Note that we do not show the comparison between the 1976-1991 and 1991-2005 displacement fields because of strong illumination artifacts in the 1976-1991 correlation results. The surface rupture trace of the curved fault along the Korizan section is visible in both the 1976-2017 and 1991-2005 surface displacement fields. However, the amplitude of the displacement offsets across the fault varies, as shown in Fig. 3.18c-d. This figure shows three profiles crossing the Abiz fault trace for the two periods along with the measured fault displacement offsets.

The 1976-2017 offsets are higher than the 1991-2005 offsets in the north and progressively decrease southwards until they are equal within the uncertainty. This phenomenon cannot be explained by postseismic deformation. Indeed, the 1991-2005 surface displacement field includes the first 8 years of postseismic deformation. The largest part of postseismic deformation by far should be included in the period immediately following the mainshock. Moreover, the 2005-2017 displacement field does not show offsets across the Abiz fault. Thus, the offset difference is probably due to another seismic event that may have broken the Abiz fault between 1976 and 2017. The only reported earthquakes that have broken the Abiz fault up to the surface before 1991 are the 1979 Mw 6.6 Korizan earthquake, a foreshock of the 1979 Mw 7.2 Kuhli-boniabad earthquake, and one of its aftershocks of magnitude 6.1 (see section 3.4.2 and Fig. 3.8). The 6.1 earthquake did not break this part of the Abiz fault, as the rupture was located further north, near the connection between the Abiz and the Dasht-e-Bayaz faults [Berberian et al., 1999a]. The offsets likely result from the Mw 6.6 Korizan earthquake. It means that this earthquake would have produced up to ~ 2.60 m of surface offset, although only 1 m has been measured in the field [Berberian and Yeats, 1999]. Although such a large offset could be surprising for an Mw 6.6 earthquake, an offset of ~ 2 m was observed for the 2016 30th October Mw 6.5 earthquake in Italy [INGV, 2016] and offsets reaching 45 cm were observed for a Mw 5 strike-slip earthquake in the Ecuadorian Andes [Champenois et al., 2017].

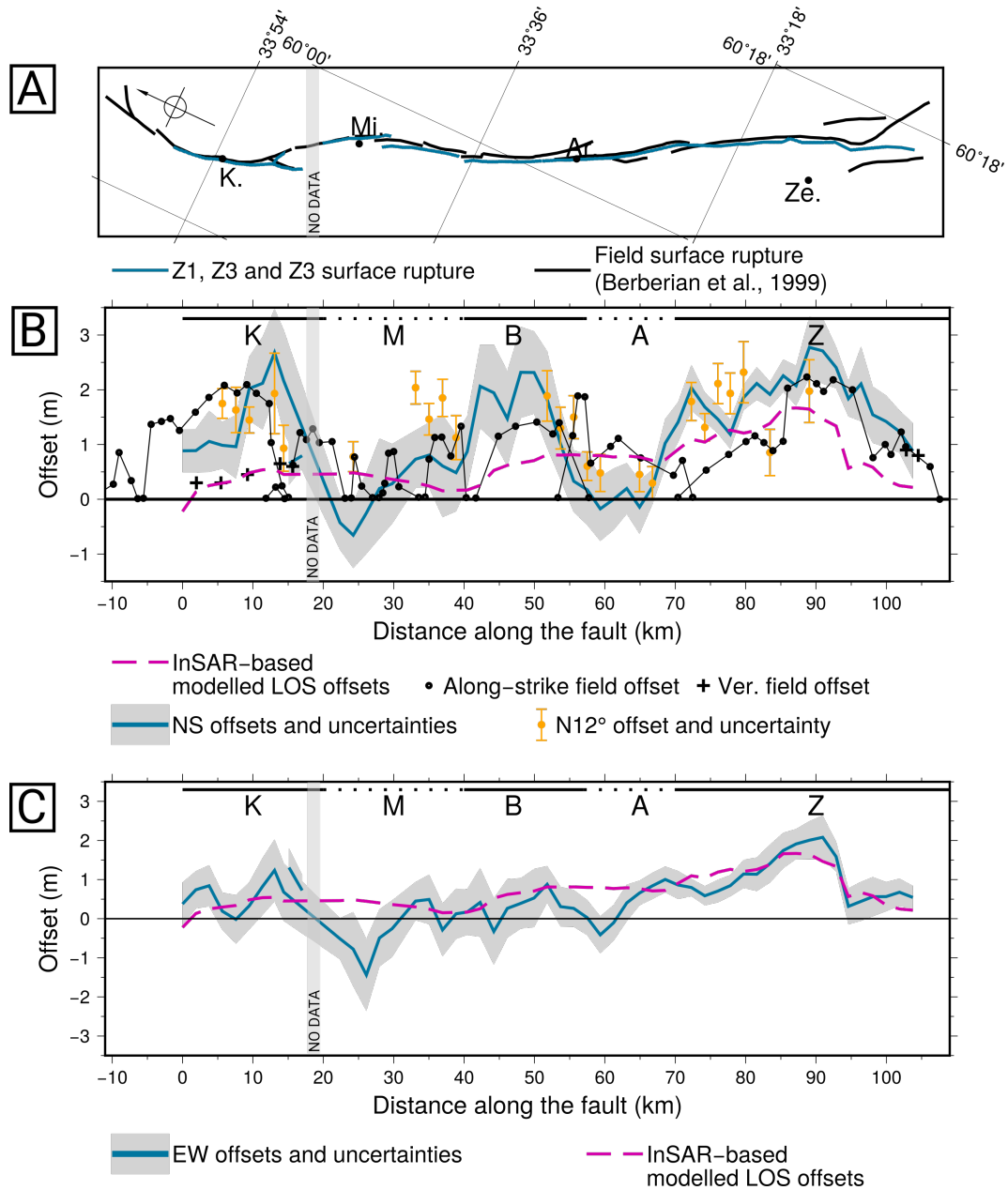


FIGURE 3.17 – Offsets along the fault of the Zirkuh earthquake. The offsets are estimated by fitting linear regressions to the surface displacement profiles on either side of the fault and measuring the surface displacement difference of the linear regression across the fault. The error of the estimated fault offset is given by the root mean square of standard deviations of the linear regressions on each side of the fault. (a) Surface rupture trace from field investigations [Berberian et al., 1999a] and NS optical displacement fields. K, Mi, Ar, and Ze are the location of Korizan, Mirabad, Ardekul and Zeydan cities respectively. (b) The thick blue line and the gray envelop represent the NS optical offsets and their uncertainties respectively. The orange points are the SAR N12° offsets, the black points the horizontal field offsets measured by Berberian et al. [1999a] and the pink dashed line the modeled-LOS offsets. (c) The thick blue line and the gray envelop represent the EW optical offsets and their uncertainties respectively. The pink dashed line is the modeled-LOS offsets. On each figure, K, M, B, A and Z mean Korizan, Mirabad, Bashiran, Ardekul, and Zeydan sections respectively. The light gray area labelled "NO DATA" is the zone no covered by the optical data (Fig. 3.8).

3.4. Observation des déplacements cosismiques de la séquence du NE Lut

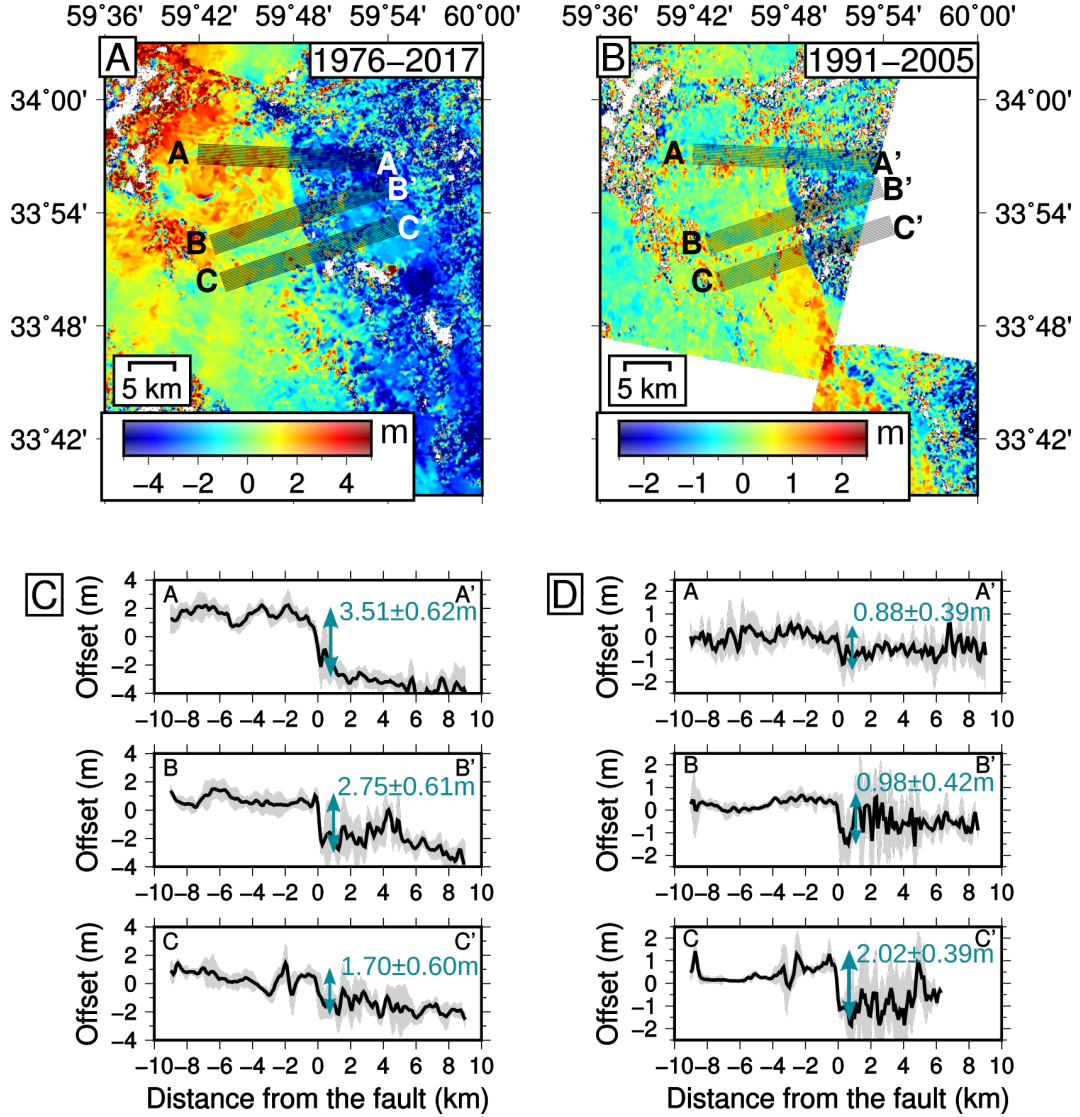


FIGURE 3.18 – NS displacement field of the northern part of the Abiz fault between (a) 1976–2017 and (b) 1991–2005. Fault-perpendicular profiles measured on the NS displacement field of (c) Fig. 3.18a and (d) Fig. 3.18b. In Figures 3.18c–d, each profiles is a stack of 12 profiles in a 2 km-wide box.

3.4.5.3 Surface displacement field, fault segmentation, and rupture propagation

The variation in slip along-strike of the Khuli-Boniabad and Zirkuh surface ruptures allows us to characterize each rupture into several segments, with the inter-segments located in the zones of low slip. We examine the correlation between inter-segment location and fault geometry to understand how geometry may impact rupture propagation during each earthquake. Indeed, geometrical complexities, like fault bends or step-overs, are known to impede or arrest the propagation of ruptures [King and Nabelek, 1985; Wesnousky, 2006]. Localized coseismic surface displacements are generally lower in zones of structural complexity, and has been observed for many earthquakes [e.g., Clark, 1972; Liu-zeng et al., 2009; Wei et al., 2011; Choi et al., 2012; Zinke et al., 2014; Milliner et al., 2015, 2016].

The Khuli-Boniabad earthquake broke two main segments of the eastern part of the Dasht-e-Bayaz fault. The eastern end of the S2 segment is simply delimited by the end of the Dasht-e-Bayaz fault. We cannot discriminate the precise location of the inter-segment between S1 and S2 because of a lack of along-strike offsets. However, the field mapping of the rupture trace shows an extensive relay zone between the two zones of high displacement (point E, Fig. 3.14b) that could be where localized displacement is minimum. Finally, the segment S1 is delimited to the west by the NS-striking part of the rupture. Indeed, the combined offset measurements do not show significant displacement to the west of this NS segment (Fig. 3.14b). Considering that the rupture nucleated in the east and propagated westward, it thus seems that the fault bend and thrust behavior of this section have acted as a geometric and mechanical barriers that halted the rupture propagation during the Khuli-Boniabad earthquake.

Despite no significant offsets being observed west of the fault bend in the optical correlation data, a surface rupture in this area was mapped in the field. This part of the fault had already broken during the earlier 1968 Mw 7.1 Dasht-e-Bayaz earthquake (Fig. A.5 in supporting information) but, as for the Khuli-Boniabad earthquake, only a small offset (< 0.5 m) had been measured on this part of the rupture (minor segment S3 in Fig. A.5). Indeed, previous studies indicate that the Dasht-e-Bayaz earthquake broke two main segments of the western part of the Dasht-e-Bayaz fault [Ambraseys and Tchalenko, 1969; Tchalenko and Ambraseys, 1970; Tchalenko and Berberian, 1975, and segments S1 and S2 in Fig. A.5]. The comparison of the rupture trace with the along-strike slip profile indicates that the main inter-segment is located at a large step-over where the earthquake also nucleated, whereas the eastern end of the segment S2 coincides with a major change in fault strike (Fig. A.5).

The Zirkuh earthquake broke three main segments of the Abiz fault. The northernmost inter-segment (Mirabad section) corresponds to a change in fault strike. In the south, the second inter-segment (Ardekul section) is a 800 m large relay zone that could correspond, at depth, to a sharp change in fault dip [Marchandon et al., 2018]. Finally, the rapid termination of slip at the southern end of the rupture, as seen in the field, LOS, and EW

3.4. Observation des déplacements cosismiques de la séquence du NE Lut

optical correlation data, suggests that the rupture likely nucleated in the northern part of the Abiz fault and propagated southwards, terminating abruptly at the southern end of the fault. As we see for the Khuli-Boniabad earthquake, the Zirkuh rupture also have been arrested by a considerable barrier corresponding to a large step-over (~ 10 km) with the Avaz-Gazik fault (see Fig. 3.8b). Finally, the Zirkuh earthquake re-broke the northern part of the Abiz fault that had already ruptured during the 1979 Mw 6.6 Korizan earthquake. However, the Zirkuh earthquake produced only minor surface displacement on this part of the fault, and the rupture propagated mainly to the south. Thus, the part of the fault that broke during the Korizan earthquake may have acted like a stress barrier during the Zirkuh earthquake [Aki, 1979; Harris and Simpson, 1996; Scholz, 2002; Moreno et al., 2010].

3.4.5.4 Coseismic rupture, long term fault properties, and seismic hazard in th NE Lut

The Dasht-e-Bayaz and Abiz faults share some similarities : (1) they are strike-slip faults, (2) they can generate large earthquakes ($M > 7$), (3) they do not show any evidence of creep, and (4) they have roughly the same length (150 vs. 125 km for the Dasht-e-Bayaz and Abiz faults, respectively). However, they did not break the same way. The Dasht-e-Bayaz fault did not break along its entire length (instead breaking 110 km over two earthquakes), whereas the Abiz fault broke entirely during the Zirkuh earthquake. We therefore discuss the pattern of coseismic surface ruptures in relation to the long-term fault properties to better understand this difference in failure style.

According to Manighetti et al. [2007], structural maturity of faults is an important ingredient controlling rupture extension. As faults mature, the length of coseismic ruptures tends to increase, along with the number of broken segments seen along the fault. We use the maturity criteria of Manighetti et al. [2007] to discuss the characteristics of the 1968, 1979 and 1997 earthquakes with regards to the Dasht-e-Bayaz and Abiz faults. Manighetti et al. [2007] used a combination of four parameters to characterize the maturity of a fault : (1) the total long-term displacement, (2) slip rate, (3) fault length, and (4) initiation age.

For the Dasht-e-Bayaz fault, except for the initiation age which is unknown, there are estimates for the other parameters. The cumulative lateral offset on the Dasht-e-Bayaz fault is relatively small (~ 5.5 km, Walker et al. [2004]). Two consistent Holocene slip rates of minimum 2.5 mm/yr have been estimated from lateral offset of man-made features [Berberian and Yeats, 1999] and lake-beds [Fattahi et al., 2015]. Geodetic data would suggest a possibly lower slip rate at the present day [Walpersdorf et al., 2014]. The Dasht-e-Bayaz fault is about 150 km long.

The Abiz fault, on the other hand, is located at the north end of the 600 km-long Sistan Suture Zone. Walker and Jackson [2004] have estimated 90 km of cumulated lateral offset at the latitude 30°N . The Holocene slip-rate estimated for this fault is 8 ± 4 mm/y [Meyer

and Dortz, 2007], consistent with the geodetic data [5.6 ± 0.6 mm/yr Walpersdorf et al., 2014]. The initiation age of the Abiz fault is unknown.

Based on these maturity parameters, the Abiz fault would be deemed more mature than the Dasht-e-Bayaz fault, and thus may rupture more (and longer) segments during an earthquake [Manighetti et al., 2007]. Indeed, both the Dasht-e-Bayaz and Khuli-Boniabad earthquakes broke two main segments of ~ 25 km length, whereas the Zirkuh earthquake broke three main segments of ~ 40 km length. Moreover, the westernmost segment of the Dasht-e-Bayaz fault (Fig. A.6a in the supporting information) remains un-ruptured during this sequence, whereas the entire Abiz fault broke. The various segments of the Abiz fault may therefore be more connected than those of the Dasht-e-Bayaz faults, thus facilitating the propagation of rupture across the inter-segment zones [Manighetti et al., 2007].

An increased level of structural maturity for the Abiz fault is also supported by the comparison of the long-term trace of the Dasht-e-Bayaz and Abiz faults with the coseismic rupture trace during the three earthquakes. The Zirkuh rupture trace is consistent with the long-term trace of the Abiz fault (Fig. A.6b), whereas the Dasht-e-Bayaz and Khuli-Boniabad rupture traces do not follow the long-term trace of the Dasht-e-Bayaz fault for 60% of the fault length (Fig. A.6a). Finally, according to Manighetti et al. [2007], the maturity of a fault also influences the maximum coseismic slip; over the same length, a mature fault will produce a smaller maximum slip than an immature fault. In our case, the Dasht-e-Bayaz and Khuli-Boniabad earthquakes have a maximum surface slip around 4.5 m with a rupture length of ~ 60 km, whereas the Zirkuh rupture length and maximum coseismic slip are 125 km and ~ 3.5 m respectively.

The NE Lut sequence broke the 75% of the Dasht-e-Bayaz fault and the entire Abiz fault between 1968 and 1997. No major earthquakes have occurred in the NE Lut since this time. However, these two faults belong to a larger strike-slip fault system, and these three $M > 7$ earthquakes will have generated some stress change on the surrounding fault segments and surrounding medium [e. g. Stein et al., 1997]. Firstly, the western 30 km-long segment of the Dasht-e-Bayaz fault which did not break during the sequence is probably more prone to rupture (Fig. A.6). In the event only this segment ruptures, it will probably not produce a $M > 7$ large earthquake [Wells and Coppersmith, 1994], but may generate a moderate ($M > 6$) earthquake (nevertheless, still devastating for populations living close to the fault trace). Second, in the framework of the East Lut fault system, the Avaz-Gazik fault (Fig. A.6c) forms the southern continuity of the Abiz fault to the south and has likely been stressed by the Zirkuh earthquake. No large historical earthquakes are known to have occurred on this section of the East Lut fault system, according to Ambraseys and Melville [1982]. The only major historical earthquakes ($M \sim 7$) from the East Lut fault system occurred further to the east and to the south (Fig. A.6c), on the Nauzad and Nostarabad faults in 1493 and 1838, respectively [Berberian and Yeats, 1999]. Considering the fault slip rate is at least 6 mm/yr [Walpersdorf et al., 2014], and no earthquake has

3.4. Observation des déplacements cosismiques de la séquence du NE Lut

occurred on the Avaz-Gazik fault during at least 500 years [Ambraseys and Melville, 1982], the slip deficit accumulated on this section is at least 3 m. The Avaz-Gazik fault is ~ 200 km long (from $\sim 32^\circ\text{N}$ to $\sim 33.5^\circ\text{N}$); a relay zone occurs at $\sim 33^\circ\text{N}$ linking the curved northern section (~ 80 km) with the mostly linear southern section (~ 120 km). Except for this important relay zone, the large-scale long-term fault trace does not seem to present any major discontinuities. Due to its proximity to the Abiz fault, the Avaz-Gazik could thus be the next segment of the East Lut fault zone to break. Depending of the length of the potential rupture (i.e. rupturing only the northern part, or the entire section up to the East Neh fault), a destructive earthquake could be expected similar in magnitude to Zirkuh (Mw 7.3) or even larger (potential Mw 7.6, considering a bulk modulus of $3 \cdot 10^{10}$ Pa, an average rupture width of 10 km, and 500 yrs of recurrence time).

3.4.6 Conclusion

In this study, we use correlation of historical and recent optical satellite image and correlation of SAR amplitude images to measure the surface displacement produced by the three last earthquakes (Mw > 6.6) of the 1939-1997 NE Lut earthquake sequence. We succeed for the first time to measure the surface displacement field of the 1979 Mw 7.1 Khuli-Boniabad earthquake and to detect fault offsets produced by the 1979 Mw 6.6 Korizan earthquake (up to 2.60 m). We also complement the surface displacement observations of the 1997 Mw 7.2 Zirkuh earthquake, with dense near-field measurements. We find that the 1979 Mw 7.1 Khuli-Boniabad event broke two main segments of the Dasht-e-Bayaz fault, whereas the 1997 Mw 7.2 Zirkuh event broke three main segments of the Abiz fault. For both earthquakes, the inter-segments correlate with geometric complexities along the fault, such as fault bends or large step-overs. Both earthquake ruptures were arrested by strong geometrical barriers leading to significant vertical displacements at the end of each rupture. Moreover, for both earthquakes, the maximum surface offsets are ~ 4 m, with a rupture length 50% smaller for the 1979 earthquake. These two last observations as well as the number of broken segments are consistent with differing levels of structural maturity for the two faults, the Dasht-e-Bayaz fault being less mature than the Abiz fault. The comprehensive surface displacement field analysis of these earthquakes should be valuable to constrain the NE Lut earthquake sequence and fault interaction modeling in the future. Finally, our study confirms that historic satellite images are useful for studying surface ruptures of past earthquakes (< 1990, even moderate ones) and should motivate further exploitation of the vast archive of historical and aerial data to further document surface displacements of past earthquakes (isolated or belonging to a seismic sequence).

Acknowledgments - The study was supported by the Agence Nationale de la Recherche (ANR, French National Research Agency) through the "E-POST" project under the contract No. ANR-14-CE03-0002. The SPOT and Pléiades images are Astrium pro-

ducts and have been purchased via the ISIS French program. ASTER GDEM is a product of METI and NASA, and was obtained through the Reverb ECHO website. SRTM is a product of NASA and NGA and was obtained through the USGS EarthExplorer website. KH-9 data was obtained through the USGS EarthExplorer website. All optical images were processed using COSI-Corr [Leprince et al., 2007], which is a plug-in for the ENVI software package. Several figures were created with the Generic Mapping Tools (GMT) software [Wessel et al., 2013].

3.5 Observation des déplacements postsismiques du séisme de Zirkuh

Un des processus qui génère des déformations postsismiques après un séisme est la relaxation des couches viscoélastiques de la lithosphère. Ce processus produit des déformations postsismiques qui peuvent durer sur des temps longs (> 10 ans) et sur de grandes distances (> 100 km) et dont l'évolution temporelle dépend de la structure viscoélastique de la lithosphère (épaisseur et viscosité des couches viscoélastiques). La mesure des déplacements postsismiques après un séisme permet donc d'apporter des contraintes sur la structure viscoélastique de la zone. Contraindre la structure rhéologique de la lithosphère est essentiel pour estimer de manière robuste les transferts de contrainte postsismiques qui ont eu lieu au cours de la séquence du NE Lut. Nous avons donc cherché à mesurer les déplacements postsismiques produits par le séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997). Les deux techniques les plus utilisées pour mesurer les déformations postsismiques d'un séisme sont le GNSS et l'interférométrie radar. Les stations GPS permanentes dans cette zone de l'Iran sont trop lointaines et trop éparées pour pouvoir être utilisées pour mesurer les déplacements postsismiques du séisme de Zirkuh. Nous avons donc mesuré les déplacements postsismiques du séisme de Zirkuh par interférométrie radar avec la méthode des petites lignes de base en utilisant les données SAR du satellite Envisat.

3.5.1 Données et méthode

Toutes les étapes de traitement des données SAR permettant d'aboutir à une carte des déplacements postsismiques ont été faites avec la chaîne de traitement New-Small Baseline Subset (NSBAS) [Doin et al., 2012] qui est basée sur le logiciel ROI-PAC (Repeat Orbit Interferometry Package) [Rosen et al., 2000]. J'ai ainsi utilisé l'ensemble des images radar à synthèse d'ouverture (RSO ou SAR en anglais) sur la trace couvrant la région pour mesurer les déplacements de surface postsismiques. Cette archive de données est composée de 16 images couvrant la totalité de la rupture et acquises durant la période 2004-2010. Afin de minimiser la perte de cohérence de la phase interférométrique, des critères sur les lignes de base perpendiculaires (B_{perp}) et temporelles (B_t) des interférogrammes ont été appliqués

3.5. Observation des déplacements postsismiques du séisme de Zirkuh

pour les sélectionner :

- $B_{perp} < 500$ m et $B_t < 1.5$ ans
- $B_{perp} < 300$ m et $B_t < 3$ ans
- $B_{perp} < 50$ m et $B_t < 5$ ans

La contribution topographique à la phase interférométrique a été estimée grâce au modèle numérique de terrain SRTM d’une résolution spatiale de 90m [Farr et al., 2007]. Les interférogrammes ont été filtrés, puis la résolution spatiale a été dégradée par moyennage de plusieurs pixels (*multilooking*) afin d’améliorer la cohérence de la phase. Ces deux étapes aident notamment pour le déroulement de la phase réalisée par le programme SNA-PHU (Statistical-cost, Network-flow Algorithm for PHase Unwrapping) [Chen and Zebker, 2002]. La contribution orbitale à la phase interférométrique (liée à l’erreur sur l’estimation des orbites du satellite) ainsi qu’une dérive temporelle instrumentale (fréquence de l’oscillateur interne d’Envisat [Marinkovic and Larsen, 2013]) se traduit, le plus souvent, sous forme d’un plan dans la direction perpendiculaire à la faille. Ce plan a été estimé par moindres carrés sur les interférogrammes déroulés, puis soustrait. Pour finir, les interférogrammes ont été corrigés du délai atmosphérique stratifié [Doin et al., 2009] en utilisant les données du modèle atmosphérique global ERA Interim [Uppala et al., 2005]. Une fois les interférogrammes corrigés, la série temporelle du déplacement de chaque pixel cohérent est calculée (inversion par moindres carrés contraints [Doin et al., 2012]). Lors de l’inversion en série temporelle, un opérateur de lissage est appliqué afin de réduire l’effet des délais atmosphériques turbulents qu’on ne sait pas modéliser. Finalement, on calcule la composante linéaire de la série temporelle pour obtenir la carte des vitesses moyennes de déplacement postsismique entre 2004 et 2010.

3.5.2 Résultats et discussion

La carte des vitesses moyennes de déplacement postsismique entre 2004 et 2010 est présentée sur la figure 3.19. Celle-ci ne montre pas de déplacement postsismique clair de part et d’autre de la faille d’Abiz. Seul un signal grande longueur d’onde, pouvant être dû à des erreurs résiduelles orbitales (quadratiques) peut être observé. Les mesures InSAR entre 2004 et 2010 sur la trace adjacente (#120) située immédiatement à l’ouest de celle présentée, et qui couvre également la faille d’Abiz, ne montrent aucun gradient de déplacement au travers de la faille non plus (Figure 4.6 de Mousavi [2013]). Deux raisons peuvent expliquer l’absence de déplacement postsismique entre 2004 et 2010 : (1) les déplacements postsismiques, qui devraient être principalement nord-sud en raison l’orientation et de la cinématique de la faille, sont trop faibles entre 2004 et 2010 pour ressortir du bruit, en particulier dans la ligne de visée du satellite ; (2) la totalité des déplacements postsismiques se sont produits entre 1997 et 2004. La première explication serait plutôt en faveur d’une viscosité forte des couches viscoélastiques de la lithosphère. Au contraire,

la seconde indiquerait que les couches viscoélastiques de la lithosphère sont entièrement relaxées 7 ans après le séisme et serait donc en faveur d'une viscosité faible. La mesure des déplacements entre 2004 et 2010 ne nous permet donc pas de quantifier plus précisément la structure viscoélastique de la lithosphère du nord-est du Lut. Nous combinerons cependant ces contraintes qualitatives avec celles dérivées des interférogrammes cosismiques du séisme de Zirkuh (voir Chapitre 4) dans la suite de l'étude (Chapitre 5).

3.5. Observation des déplacements postsismiques du séisme de Zirkuh

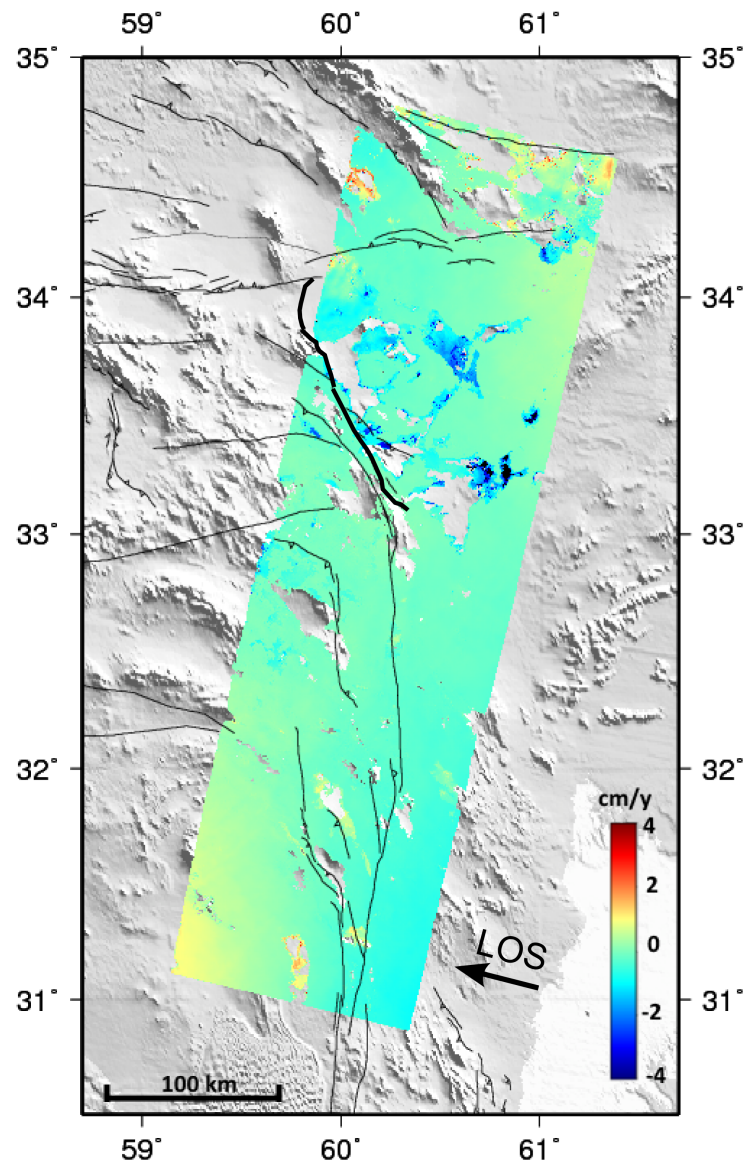


FIGURE 3.19 – Carte des vitesses de déplacement postsismique du séisme de Zirkuh mesurées dans la ligne de visée (LOS) du satellite entre 2004 et 2010 par analyse en séries temporelles InSAR. Le trait épais noir représente la faille d'Abiz et les traits fins noirs représentent les autres failles de la zone. Aucun déplacement postsismique n'est détectable.

Chapitre 4

Imagerie multi-données de la source du séisme de Zirkuh

Sommaire

4.1	Introduction	106
4.2	Imagerie de la source d'un séisme	106
4.2.1	Principe et méthodes d'inversion	106
4.2.2	Les données et leur modélisation	108
4.2.3	Paramétrisation de la géométrie de la faille	109
4.3	Modèle de source du séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997)	111
4.3.1	Introduction	111
4.3.2	The 1997 Mw 7.2 Zirkuh Earthquake	113
4.3.3	Data	113
4.3.4	Two-step Fault Modeling	119
4.3.5	Results	127
4.3.6	Discussion	132
4.3.7	Conclusion	138

4.1 Introduction

Les déplacements de surface causés par un séisme témoignent du glissement qui s’est produit sur la faille. L’inversion des déplacements mesurés à la surface de la Terre nous permet donc d’estimer la géométrie de la rupture et sa distribution de glissement. Cependant, déterminer la source d’un séisme est un problème intrinsèquement mal posé car notre connaissance de la physique du problème est limitée et que nous ne disposons que de données parcellaires acquises uniquement à la surface la Terre. La solution au problème est donc non-unique, comme en témoignent la multitude de modèles différents existants pour un même séisme. La non-unicité de la solution représente un problème de taille car elle limite fortement notre interprétation des modèles. Un moyen pour réduire l’incertitude des modèles est de combiner le plus grand nombre possible de données complémentaires dans les inversions.

L’unique modèle de source existant pour le séisme de Zirkuh a été obtenu à partir de données d’interférométrie RADAR uniquement [Sudhaus and Jonsson, 2011]. Bien qu’ayant une résolution spatiale très importante, les interférogrammes utilisés dans cette étude ne contraignent pas le champ de déplacements proche-faille (< 10 km de la faille). Or les déplacements statiques décroissent très vite avec la distance à la faille, les mesures de déplacement perdent donc rapidement de leur pouvoir de résolution en s’éloignant de la faille. Le champ de déplacements horizontaux du séisme de Zirkuh décrit dans le chapitre précédent apparaît donc comme complémentaire aux données InSAR pour contraindre la source de ce séisme et nous donne l’opportunité d’évaluer l’impact des données proche-faille dans le modèle de source obtenu. Par ailleurs, nous utiliserons par la suite ce nouveau modèle de source dans la modélisation des transferts de contrainte au sein de la séquence du NE Lut (Chapitre 5).

Dans ce chapitre, après de brèves explications sur le principe et les techniques d’inversion, nous estimerons un nouveau modèle de source du séisme de Zirkuh en inversant conjointement les données InSAR et les données de corrélation d’images optiques. Cette étude fait l’objet d’un article publié dans le *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*.

4.2 Imagerie de la source d’un séisme

4.2.1 Principe et méthodes d’inversion

Lors d’un séisme, le glissement sur la faille engendre des déplacements à la surface de la Terre que l’on peut mesurer. En connaissant les lois physiques qui relient le glissement aux déplacements de surface, l’inversion permet d’imager le glissement qui s’est produit sur la faille lors de la rupture à partir des mesures de surface. Soit G la loi physique (fonction de Green) reliant le modèle m (glissement sur la faille) aux données d (observations de surface), alors le problème direct s’écrit :

4.2. Imagerie de la source d'un séisme

$$d = G(m). \quad (4.1)$$

Le bruit sur les données et les simplifications faites lors de la construction de la fonction de Green font qu'il est impossible de trouver un modèle m qui satisfasse l'équation 4.1. Il s'agira donc de minimiser une fonction coût (équation 4.2) représentant l'écart entre les données et les prédictions du modèle.

$$\chi^2 = ||d - G(m)|| \quad (4.2)$$

Ceci peut être fait grâce à différentes techniques d'inversion dont les trois principales sont les inversions par moindres carrés (linéaire ou non), les méthodes globales et les méthodes bayésiennes.

Dans le cas d'un problème linéaire, c'est-à-dire lorsque les prédictions des données sont linéairement reliées aux paramètres du modèle, les fonctions de Green G peuvent s'écrire sous forme matricielle. Les équations 4.1 et 4.2 deviennent donc :

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}. \quad (4.3)$$

$$\chi^2 = ||\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m}||. \quad (4.4)$$

L'inversion par moindres carrés linéaire dérive l'expression du χ^2 par rapport aux paramètres du modèle et cherche le modèle m pour laquelle cette dérivée s'annule. On obtient donc :

$$\mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d}. \quad (4.5)$$

où $(\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T = \mathbf{G}^{-g}$ est l'inverse généralisée. Dans le but d'obtenir des solutions réalistes, la solution est généralement régularisée en introduisant un facteur de lissage permettant de limiter les fortes variations de glissement entre sous-failles voisines. Des contraintes de non-négativité ou des bornes sur les paramètres recherchés peuvent également être introduites.

Dans le cas d'un problème inverse non linéaire, on ne peut pas utiliser l'équation 4.5 car G ne peut pas s'écrire sous la forme d'une matrice. Une solution à l'équation 4.2 peut être obtenue en linéarisant l'équation autour d'un modèle initial m_0 :

$$\Delta \mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T (\mathbf{d} - G(m_0)). \quad (4.6)$$

où $\Delta m = m_i - m_0$ et $\mathbf{G}$ contient les dérivées partielles de G par rapport aux paramètres du modèle calculées au modèle de référence m_0 . On trouve donc un nouveau modèle m_i minimisant la fonction coût au voisinage de m_0 et qui devient le nouveau modèle initial.

La solution m est ainsi obtenue de manière itérative. Un des problèmes de ces processus itératifs est que la solution trouvée dépend du modèle initial choisi et il y a une chance non négligeable qu'elle corresponde à un minimum local de la fonction coût. Une alternative aux inversions par moindres carrés non linéaire est d'utiliser une méthode dite globale qui permet d'explorer l'ensemble de l'espace des modèles pour trouver celui qui explique le mieux les données.

Parmi les méthodes globales, les méthodes de Monte-Carlo sont les plus utilisées. Elles permettent de trouver le minimum global de la fonction coût en échantillonnant de manière pseudo-aléatoire l'espace des modèles. Le tirage est optimisé de manière à explorer efficacement l'espace des modèles et limiter ainsi le temps de calcul (qui croît exponentiellement avec le nombre de paramètres à trouver). Les algorithmes les plus utilisés sont le recuit simulé et l'algorithme génétique. Les algorithmes de recuit simulé se basent sur une analogie au refroidissement lent des métaux. La recherche commence par le tirage d'un modèle initial et l'algorithme va rechercher un modèle dans le voisinage de m_0 . Si le second modèle explique mieux les données, alors il devient le nouveau modèle initial et ainsi de suite. Une composante aléatoire est intégrée pour éviter d'être piégé dans un minimum local. Au final, l'exploration peut être assimilée au parcours d'un ivrogne (« drunkard's walk ») dans l'espace des modèles [Smith et al., 1992]. Le fonctionnement des algorithmes génétiques est inspiré du processus de sélection naturelle. La recherche commence par piocher aléatoirement un certain nombre de modèles « parents » qui vont améliorer leurs caractéristiques via des processus de recombinaison, de mutation et de sélection au cours de nombreuses générations. Ces algorithmes ont l'avantage d'explorer plusieurs zones de l'espace des solutions simultanément. Bien que globales, ces méthodes ont tout de même un inconvénient, elles fournissent seulement une solution unique sans tenir compte de la non-unicité de la solution.

Pour pallier à cela l'approche Bayésienne de l'inversion est en cours de développement [e.g. Minson et al., 2013]. C'est une approche probabiliste du problème inverse qui permet d'obtenir l'ensemble des solutions expliquant les données et pas seulement une solution unique. Elle permet donc d'obtenir les incertitudes associées aux paramètres des modèles de glissement.

4.2.2 Les données et leur modélisation

Les deux grands types d'observation les plus utilisés pour imager la source sismique sont les observations sismologiques et les observations géodésiques. Les premières mesurent la vitesse ou l'accélération du sol durant la rupture sismique et permettent d'imager non seulement le glissement sur la faille mais aussi son évolution temporelle. Les secondes

4.2. Imagerie de la source d'un séisme

mesurent les déplacements du sol et permettent seulement de contraindre la distribution spatiale du glissement¹. Les observations géodésiques les plus utilisées proviennent des techniques de mesure de la géodésie spatiale et sont les mesures Global Navigation Satellite System (GNSS) et InSAR. Les données de corrélation d'images optiques sont également de plus en plus souvent incluses dans les inversions [e.g. [Avouac et al., 2014](#); [Gombert et al., 2017](#)]. Dans le cas du séisme de Zirkuh, nous disposons seulement d'observations géodésiques statiques, nous ne nous intéresserons donc qu'à la modélisation de ce type de données.

Pour modéliser les données de déplacements statiques, la faille est généralement considérée comme une dislocation dans un demi-espace élastique homogène et isotrope [[Okada, 1985, 1992](#)]. Cette formulation est très simplifiée puisqu'elle ne tient pas compte des variations de propriétés élastiques latérales et en profondeur de la croûte. Certains auteurs ont donc mis au point des modèles plus complexes utilisant une dislocation dans un milieu élastique stratifié ayant des propriétés élastiques variables [e.g. [Du and Segall, 1997](#); [Zhu and Rivera, 2002](#); [Hooper et al., 2002](#)]. D'autres encore se sont attachés à prendre en compte la topographie [e.g. [Fukushima et al., 2005](#)]. Ces modèles complexes requièrent une connaissance plus fine du milieu et/ou sont coûteux en temps de calcul, c'est pourquoi nous avons choisi d'utiliser la formulation d'[Okada \[1992\]](#) dans notre étude, qui reste malgré tout une bonne approximation.

4.2.3 Paramétrisation de la géométrie de la faille

Les séismes impliquent généralement la rupture de failles complexes composées de plusieurs segments. Bien que la localisation des différents segments soit généralement bien contrainte par la cartographie de la rupture de surface², la géométrie en profondeur, notamment le pendage, ne l'est pas. Classiquement, seule la distribution du glissement est estimée et le pendage de la faille est fixé a priori en fonction, par exemple, du mécanisme au foyer du séisme ou de la distribution des répliques [e.g. [Cirella et al., 2009](#)]. Cependant, l'attribution d'un pendage constant pour chacun des segments de la faille n'est pas justifiée et les répliques ne se localisent pas toujours le long d'un plan [e.g. les répliques du séisme d'El Mayor-Cucapah, Figure 8 de [Hauksson et al., 2010](#)]. Par ailleurs, la géométrie en profondeur de la faille est une information intéressante en soi à connaître et attribuer un pendage erroné peut affecter la distribution de glissement obtenue. Dans de nombreuses études, le pendage des segments de la faille fait donc partie des paramètres à déterminer durant l'inversion. Pour cela, une approche en deux étapes est généralement adoptée. La première étape consiste à estimer le pendage et un glissement uniforme pour

1. Il est maintenant possible de contraindre l'évolution temporelle du glissement grâce à l'utilisation des séries temporelles GNSS haute fréquence (1 à 10 Hz en fonction de la fréquence d'acquisition des récepteurs).

2. Dans le cas où la rupture atteint la surface.

chaque segment de la faille via une inversion non linéaire. Lors de la seconde étape, chaque segment est discrétisé en sous-failles et la distribution du glissement est obtenue via une inversion linéaire classique. [e. g. [Barnhart et al., 2011](#); [Elliott et al., 2012](#); [Atzori et al., 2012](#)]. C'est cette approche que nous avons utilisée pour affiner le modèle de source du séisme de Zirkuh. La faille d'Abiz a été discrétisée en 16 segments pour lesquels les deux composantes du glissement et le pendage ont été estimés avec un algorithme génétique. L'utilisation d'un tel algorithme, capable d'explorer l'espace des modèles à différents endroits de manière simultanée, garantit la convergence « rapide » de la recherche vers le minimum de la fonction coût. La distribution du glissement a ensuite été obtenue via une inversion par moindres carrés linéaire contrainte. Les résultats, détaillés dans la section suivante, montrent que les données proche-faille sont nécessaires pour contraindre précisément la localisation et l'amplitude du glissement sur la faille et suggèrent que la géométrie de la faille exerce un contrôle significatif sur la propagation de la rupture.

4.3 Modèle de source du séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997)

Fault geometry and slip distribution at depth of the 1997 Mw 7.2 Zirkuh earthquake : contribution of near-field displacement data

Journal of Geophysical Research : Solid Earth (2018) 123(2), 1904-1924

<https://doi.org/10.1002/2017JB014703>

Mathilde Marchandon, Mathilde Vergnolle, Henriette Sudhaus and Olivier Cavalié

Abstract - In this study, we re-estimate the source model of the 1997 Mw 7.2 Zirkuh earthquake (North-eastern Iran) by jointly optimizing intermediate-field InSAR data and near-field optical correlation data using a two-step fault modeling procedure. First, we estimate the geometry of the multi-segmented Abiz fault using a genetic algorithm. Then, we discretize the fault segments into subfaults and invert the data to image the slip distribution on the fault. Our joint-data model, although similar to the InSAR-based model to the first order, highlights differences in the fault dip and slip distribution. Our preferred model is $\sim 80^\circ$ west-dipping in the northern part of the fault, $\sim 75^\circ$ east-dipping in the southern part and shows three disconnected high slip zones separated by low slip zones. The low slip zones are located where the Abiz fault shows geometric complexities and where the aftershocks are located. We interpret this rough slip distribution as three asperities separated by geometrical barriers that impede the rupture propagation. Finally, no shallow slip deficit is found for the overall rupture except on the central segment where it could be due to off-fault deformation in quaternary deposits.

4.3.1 Introduction

Measurements of coseismic surface displacements are valuable information to better understand earthquake rupture processes. In the last two decades, the development of space-based geodetic techniques has given access to increasingly complete descriptions of surface displacements induced by earthquakes. In particular, the InSAR (Interferometry Synthetic Aperture Radar) technique has allowed measurement, precisely and over large areas, of the surface displacement field associated with moderate to large crustal earthquakes ($M_w > 5$), [e.g., [Massonnet et al., 1993](#); [Reilinger et al., 2000](#); [Jonsson et al., 2002](#)]. Combined with field observations (e.g. fault trace mapping), the high spatial resolution of InSAR data helps to model earthquake characteristics such as fault geometry (e.g. fault dip and segmentation) and fault slip [e.g., [Wright et al., 2004](#); [Funning et al., 2007](#); [Sudhaus and Jonsson, 2011](#)]. However, when coseismic displacement gradients are too large (typically for gradients greater than 4×10^{-4} when the overall phase correlation is good),

the interferometric phase decorrelates near the fault rupture leading to an incomplete description of surface displacements [e.g., [Delouis et al., 2002](#); [Lasserre et al., 2005](#); [Tong et al., 2010](#); [Hamling et al., 2017](#)]. Moreover, of the three-dimensional surface displacement field, InSAR measures displacements only along one direction, the satellite’s line of sight (LOS), which is approximately east-west and downward oriented due to the near-polar orbit of the satellites. Therefore, InSAR measurements from only one LOS do not allow vertical and horizontal motions of the ground to be distinguished. With the combination of ascending and descending LOS measurements, this drawback can be partly overcome, but the sensitivity to any northward displacement is still limited. Consequently, important features of the fault geometry and slip can be missed when modeling the earthquake source using only these data.

The subpixel correlation of optical images can help to improve near-fault data coverage and measurement of all three components of the surface displacement. Since its development for earthquake studies [e.g., [Van Puymbroeck et al., 2000](#); [Michel and Avouac, 2002](#); [Leprince et al., 2007](#); [Rosu et al., 2015](#)], it has been used to measure coseismic displacement fields of several earthquakes [e.g., [Konca et al., 2010](#); [Wei et al., 2011](#); [Milliner et al., 2015](#); [Vallage et al., 2015](#)]. By detecting pixel offsets between two optical images that bracket an earthquake, this method gives the north-south (NS) and east-west (EW) coseismic displacement fields with a detection threshold of 1/10 of the image pixel size [[Leprince et al., 2007](#)]. It has a lower precision than InSAR but it allows measurement of the horizontal displacement field without an upper limit for large surface displacement gradients that usually occur close to the fault. Thus, optical correlation measurements, combined with InSAR data, offer the opportunity to improve the reliability of fault modeling results. Increasing the reliability of fault slip models is crucial because they can constitute the basis of other studies that aim to better understand earthquakes, like analysis of the Coulomb stress changes due to earthquakes [e.g., [Parsons, 2004](#); [Hainzl et al., 2009](#)], the comparison between the surface fault slip versus the deep fault slip [e.g., [Dolan and Haravitch, 2014](#)], or the estimation of the coseismic stress drop [e.g., [Adams et al., 2017](#)]. Until now, only a few recent studies combine optical correlation and InSAR data to infer the earthquake source model [e.g., [Wei et al., 2011](#); [Jolivet et al., 2014](#); [Gombert et al., 2017](#)].

In this study, we aim to improve our knowledge of the fault rupture geometry and the fault slip of earthquakes, by investigating joint optimization of intermediate-field InSAR and near-field optical data. We focus on the 1997 Mw 7.2 Zirkuh, Iran earthquake, that exhibits a complex fault geometry and rupture pattern according to field measurements, seismological data and an InSAR-based fault source model [[Berberian et al., 1999a](#); [Sudhaus and Jonsson, 2011](#)] and for which previous studies lack high-resolution horizontal and near-field surface measurements. We complement the InSAR data set of [Sudhaus and Jonsson \[2011\]](#) with the horizontal displacement field of the earthquake measured by sub-pixel correlation of satellite optical images to refine the fault model for the earthquake.

4.3. Modèle de source du séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997)

This presents two challenges. First, we have to deal with two types of high spatial resolution data, which implies that the error estimation and the data weighting of each type of dataset must be done rigorously. Second, optimizing both the fault geometry and the slip distribution involves many parameters so we use a two-step fault modeling procedure. We discretize the fault into several segments along the strike and use a genetic algorithm [Smith et al., 1992; Sambridge and Mosegaard, 2002] to estimate the dip and slip of each fault segment. Once the fault geometry is determined, we divide each fault segment into subfaults to image in more detail the slip distribution at depth.

4.3.2 The 1997 Mw 7.2 Zirkuh Earthquake

The Mw 7.2 Zirkuh earthquake broke the entire NNW-SSE Abiz right-lateral strike-slip fault in northeast Lut (northeastern Iran, Figure 4.1) on 10 May 1997, as the last event of an 11-earthquake seismic sequence in this area [Berberian and Yeats, 1999]. Field investigations made after the Zirkuh earthquake by Berberian et al. [1999a] showed a complex surface trace due to a multi-segmented rupture, where the shear at the fault was narrowly localized in some places and more broadly distributed in others. Horizontal right-lateral fault offsets varied strongly, ranging typically between 80 cm and 140 cm with a maximum of 230 cm in the southern part of the rupture. Moreover, some parts of the fault displayed significant reverse faulting (up to 90 cm in the south).

The complexity of the Zirkuh earthquake is also highlighted by the analysis of body-wave seismograms that suggest the Zirkuh earthquake happened in four subevents, with significant changes of the orientation of faulting [Berberian et al., 1999a]. The rupture started in the north with a pure right-lateral strike-slip mechanism, propagated southward with an oblique mechanism on a fault dipping to the west, continued with a strike-slip subevent, and finally ended in the south with a pure reverse mechanism on an east dipping fault (Figure 4.1b).

The seismologically inferred changes in faulting orientation are supported by the geodetic study of Sudhaus and Jonsson [2011]. They inferred the first multi-segmented fault slip model of the earthquake based on four SAR interferograms. Their estimated fault geometry is west-dipping in the northern part of the fault, nearly vertical in the central part and east-dipping at the southern end. Their results are consistent with Berberian et al. [1999a] to the first order.

4.3.3 Data

4.3.3.1 InSAR Data

The four interferograms of the Zirkuh earthquake used in this study have been processed by Sudhaus and Jonsson [2011]. This InSAR data set is composed of two descending ERS-2 interferograms (IG1 and IG4, Figure 4.1c and 4.1e), one ascending ERS-1/2 inter-

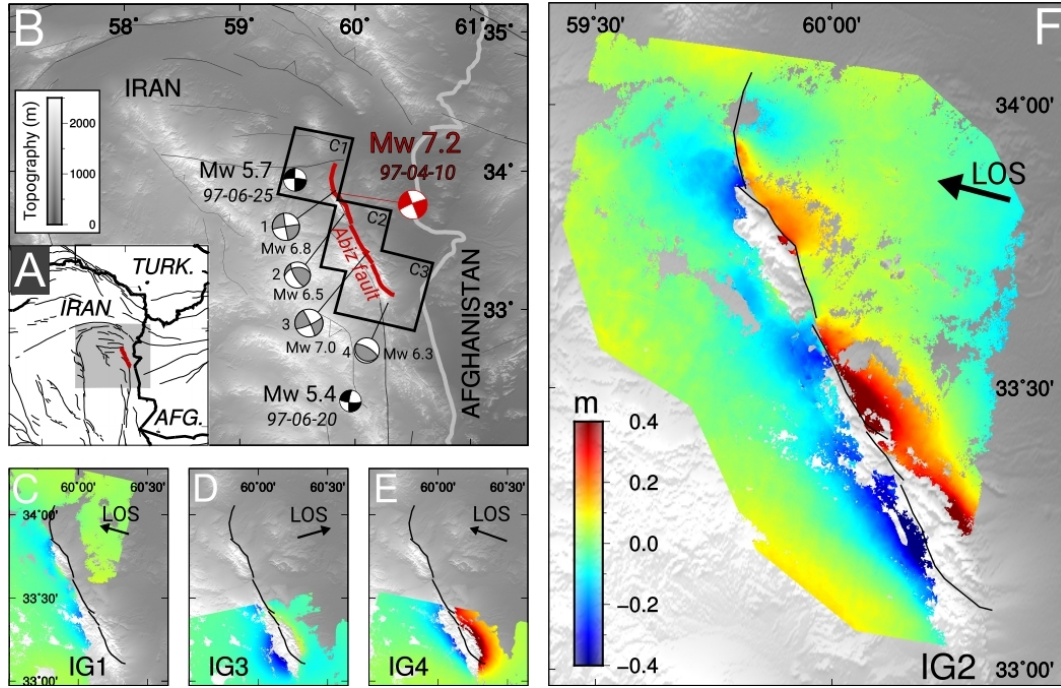


FIGURE 4.1 – Regional tectonic overview and InSAR data. (a) Map of eastern Iran, bordering Turkmenistan (TURK) and Afghanistan (AFG) showing the main tectonic faults (thin black lines), the Abiz fault (red thick line) and the coverage of the study area in Figure 4.1b (gray box). (b) Topographic map of the study area showing major faults of the region (thin black lines) with the surface trace of the Zirkuh earthquake (thick red line) and the coverage of optical correlation data (black boxes C1, C2 and C3, Table 4.2). Moment tensor solutions of the main shock and the two largest aftershocks are represented in red and black beachballs, respectively (after Berberian and Yeats [1999], Engdahl et al. [2006]). The moment tensors of four subevents inferred by the seismological study of Berberian and Yeats [1999] are represented in gray. (c-f) Unwrapped interferograms from ERS1/2 and JERS-1 SAR images processed by Sudhaus and Jonsson [2011] (Table 4.1). The arrows indicate the LOS (Line-Of-Sight) direction. Positive displacement indicates a movement of the ground toward the satellite.

ferogram (IG3, Figure 4.1d) and one descending JERS-1 interferogram (IG2, Figure 4.1f). The interferogram characteristics are listed in Table 4.1. IG1 and IG2 cover nearly the entire rupture whereas IG3 and IG4 cover only the southern half. All interferograms display phase decorrelation near the fault trace. Only IG2, which is an L-band interferogram, succeeds in measuring the displacements up to the fault trace along some parts of the rupture. Hence, this data set mostly does not provide measurements closer than ~ 10 km to the surface trace of the fault but precisely measure the intermediate displacement field (here farther than 10 km from the fault, Figure 4.1c-f). Moreover, due to the NNW-SSE orientation of the Abiz fault, the satellite LOS, which is nearly perpendicular to the fault strike, is poorly sensitive to the main component of this mostly purely strike-slip event.

4.3. Modèle de source du séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997)

TABLEAU 4.1 – Sensor, acquisition time, and geometry information of the SAR interferograms.

IG ^a	Sensor	Wavelength (cm)	Pass	Track	Frame	Master date	Slave date	Bperp ^b	Time span (yrs)
IG1	ERS-2	5.6 (C-band)	desc.	120	2925,2943	96/04/03	99/03/24	136	2.97
IG2	JERS-1	23.5 (L-band)	desc.	209	244.245	94/11/15	97/07/10	1060	3.07
IG3	ERS-1/2	5.6 (C-band)	asc.	70	657	96/03/30	98/08/22	21	2.39
IG4	ERS-2	5.6 (C-band)	desc.	349	2943	96/05/24	98/09/11	25	2.30

^aInterferogram

^bPerpendicular baseline in meters.

TABLEAU 4.2 – SPOT Optical satellite image meta-data.

Displacement map	Sensor	Resolution (m)	Date (year-month-day)	Time Span (yrs)	Incidence angle (°)
C1	SPOT 2	10	91-08-27	14.3	-0.5
	SPOT 2	10	05-09-04		-1
C2	SPOT 2	10	91-08-22	8.8	2.3
	SPOT 4	10	00-06-02		2.9
C3	SPOT 3	10	95-10-05	6.42	25.8
	SPOT 4	10	02-03-08		26.1

4.3.3.2 Optical Correlation Data

To measure the horizontal displacement field of the Zirkuh earthquake, we use pre-earthquake and post-earthquake SPOT (Satellite Pour l’Observation de la Terre) satellite images. Three image pairs are needed to cover the entire surface rupture (Figure 4.1b, Table 4.2).

We follow the methodology described in Ayoub et al. [2015] using the COSI-Corr (Co-registration of Optically Sensed Images and Correlation) software package [Leprince et al., 2007]. First, the post-earthquake image is orthorectified using the information in its ancillary file (position, attitude and look direction of the satellite), the 30m ASTER Global DEM (Digital Elevation Model) and a shaded version of this DEM. Then, the pre-earthquake image is orthorectified and coregistered to the post-earthquake ortho-image using four tie points located far away from the deformation zone. The pre- and post-earthquake ortho-images are correlated using a multi-scale sliding correlation window of 128 to 64 pixels with a step size of 8 pixels (80 m). Measurements with a low signal-to-noise ratio (<0.90) and outliers with displacement values higher than ± 5 m are masked out. We consider surface displacements larger than 5 m unrealistic as the maximum field-measured offset is 2.30 m. Along-track undulations due to CCD (Charge-Coupled Device) array artifacts are removed by stacking and subtracting the average artifact signal from the correlation [Leprince et al., 2007]. Finally, high-frequency noise is reduced using the non-local mean filter [Buades et al., 2008] implemented in COSI-Corr with a noise parameter value of ~ 0.4 , a patch size of 5 by 5 pixels and a search area dimension of 21 by 21 pixels [Ayoub et al., 2015].

Figure 4.2 displays the NS and EW measured surface displacements of the Zirkuh

earthquake. The NNW-SSE surface trace of the rupture is clearly visible in the NS displacement field and shows many variations of fault strike along the trace (Figure 4.2a). In the C1, C3 displacement maps (Figure 4.1b and Table 4.2) and in the central part of the C2 displacement map (Figure 4.2a), the deformation is localized across the fault (i. e. discontinuity step in the surface displacement field) and the surface displacements exceed 2 m. These three zones of localized deformation are separated by zones of distributed deformation, that are zones where the surface displacements change gradually across the fault. In these zones, the surface trace of the fault is not easily discernible and displacements are smaller than 1 m. Finally, the displacement field is not symmetric across the fault. Indeed, in the central part of the rupture, the maximum displacement is found in the western part of the fault (C2 displacement map), whereas in the south it is maximal on the eastern side of the fault (C3 displacement map).

Due to the strike-slip mechanism and NNW-SSE orientation of the Abiz fault, the EW displacements are smaller than the NS displacements and in general do not exceed 1 m (Figure 4.2b). The fault trace is thus much harder to discern than on the NS displacement field. Nevertheless, we can still detect the zones where deformation is either localized or distributed. The EW displacements displayed in the southern part (C3 displacement map) and eastern side of the fault show a topography-correlated signal. This signal is due to the topography that was locally changed by the earthquake and off-nadir image look angles (Table 4.2), while using only one DEM (here, post-earthquake DEM) to orthorectify both pre-and post-earthquakes images [Ayoub et al., 2009]. This problem affects mostly the EW displacement component because the SPOT satellite orbit is nearly NS and the viewing angle of the SPOT satellite can only be adjusted in the across-track direction. Correction of this artifact is only possible when vertical displacements are negligible [Ayoub et al., 2009], which is not the case in the southern part of the rupture [Berberian et al., 1999a; Sudhaus and Jonsson, 2011]. Indeed, part of the vertical displacement is projected into the apparent EW displacement. For this reason, we exclude the EW displacement field measured with the C3 image pair (Table 4.2) in the modeling.

Finally, some parts of the displacement field are dominated by non-tectonic signal or decorrelation due to the long time span that separates the pre- and post-earthquake images (about 9 years, see Table 4.2). We exclude these areas and use only the data close to the fault that are dominated by the coseismic signal (Figure 4.2) in the optimization. The remaining area of useful optical data covers the data gap in the InSAR data caused by phase decorrelation. In the following sections, all the data are projected onto Cartesian UTM coordinates (UTM zone 40S).

4.3.3.3 Error Estimation and Data Subsampling

InSAR data, as well as optical-correlation displacement data, contain both spatially correlated and uncorrelated non-tectonic signals. To weight the data in the optimization

4.3. Modèle de source du séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997)

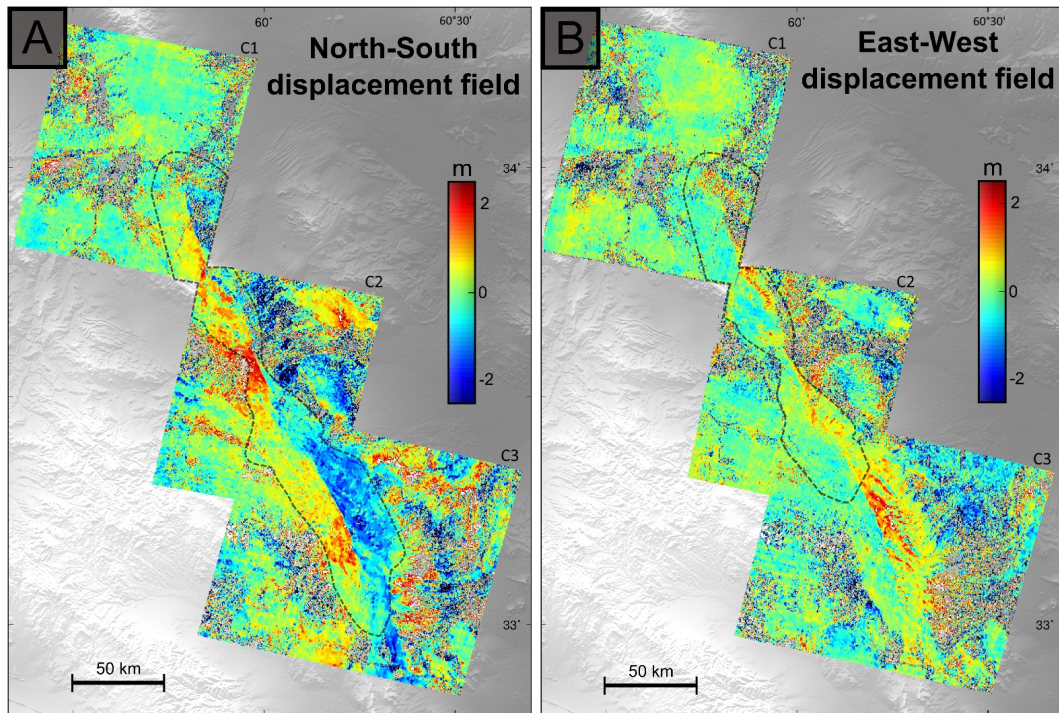


FIGURE 4.2 – North-South (a) and East-West (b) displacement field (m) for the Zirkuh earthquake measured from correlation of pre- and post-earthquake SPOT optical images. Displacements are positive northward in (a) and eastward in (b). The dashed gray lines delimit the area of data used in the optimization.

proportionally to their precision, these error characteristics have to be taken into account. For InSAR measurements, the spatially correlated signal is mostly due to phase propagation delays through the atmosphere, while the uncorrelated noise is caused by phase decorrelation or small-area unwrapping errors [Hanssen, 2001]. For the optical correlation technique, spatially correlated noise can come from topography unaccounted for by the DEM (e.g. if the DEM has a much coarser spatial resolution than the image resolution) or when the difference in sun shading between the pre- and post-earthquake images is very large. The processes that change the earth's surface between the acquisition of the pre- and post-earthquake optical images (deposition of sediment, erosion or anthropogenic sources) can result in both uncorrelated and spatially correlated errors. Here we describe these different sources of noise with a geostatistical approach by estimating empirically covariograms and semi-variograms for each dataset.

For the InSAR data set, we follow the methodology presented in Sudhaus and Jonsson [2009] and calculate empirical semi-variograms and covariograms in the non-deformed parts of the interferograms. The covariograms describe the correlated data error of the data set, whereas from the semi-variograms we can estimate the uncorrelated (white) noise. The underlying assumption is that the noise is Gaussian around a mean value of zero and stationary. The latter assumptions imply that the noise structure estimated in

non-deformed areas is representative of the entire interferogram.

For optical data, the noise structure cannot be considered stationary because the sources of noise in non-deformed areas is not representative of the entire displacement map (see Figure 4.2). Therefore, we estimate the noise structure in the near-field of the fault. However, in this area, the signal is dominated by the coseismic displacements. We thus use an approach similar to Jolivet et al. [2014]. We first estimate the tectonic signal by inverting the data of each displacement map using a least-square fault slip inversion and making the assumption of an elastic homogeneous half-space [Okada, 1992]. Then, we subtract the synthetic data of the best fit fault slip model from the observations. Finally, we estimate the semi-variograms and covariograms on these data residuals. The noise analysis of the data residuals shows short-period signals and noise. The short-periodic content is partly a result of the correlation processing method itself, the step size being smaller than the sliding window size (section 4.3.3.2). The data are therefore correlated on length scales of up to the largest window size used, which is 128 pixels and has a corresponding extent of 1.3 km. The short-periodic content is also a result of other contributions, which we assume to be non-tectonic. These correlations are taken into account in the estimation of the noise structure of optical displacement maps (see the example of the C3 displacement map in the supporting information, Figure B.1a). This method may exclude and underestimate data errors with longer spatial periods.

The empirical covariograms and semi-variograms are estimated by calculating the covariance (equation 4.7) and variance (equation 4.8) of pixel pairs separated by a certain distance range centered at h_c and that we randomly sample on each residual of the five optical data sets :

$$C(h_c) = \frac{1}{2N} \sum_{\substack{i=1 \\ ||r_i - s_i|| \approx h_c}}^N d(r_i) \cdot d(s_i), \quad (4.7)$$

$$V(h_c) = \frac{1}{2N} \sum_{\substack{i=1 \\ ||r_i - s_i|| \approx h_c}}^N [d(r_i) - d(s_i)]^2. \quad (4.8)$$

where N is the number of data pairs, and $d(r_i)$ and $d(s_i)$ are the data values at locations r_i and s_i such that $|r_i - s_i| \approx h_c$. We compute the empirical covariograms and semi-variograms, $C(h_c)$ and $V(h_c)$, respectively, for distances ranging from 0.5 km to 30 km (Figure B.1b and B.1c in the supporting information). On the empirical covariograms, we then fit positive-definite covariance functions (Figure B.1b and Table B.1 in the supporting information) of the form :

$$Cov(h) = b \exp\left(\frac{-h}{a}\right). \quad (4.9)$$

where h is the distance (km) and a and b are the coefficients to determine. The data

4.3. Modèle de source du séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997)

error variance is estimated from the plateau of the empirical semi-variogram (Figure B.1c and Table B.1 in the supporting information, [Chilés and Delfiner \[1999\]](#)). The covariance function and variance are unique for one dataset : the noise level variations within one data set cannot be estimated but the noise level between each data set can be compared.

The covariance functions and variances for the five optical data sets and the four interferograms are represented in Figure 4.3a and Figure 4.3b, respectively. The correlation length is less than 1 km in the C1 and C2 displacements and less than 2 km in the C3 displacements, which means that the noise is more spatially correlated in C3 than in C1 and C2 (Figure 4.3). The correlation lengths are approximately equal to the largest window size of 1.3 km used in the processing of the optical images. It confirms that the data processing technique impacts the data covariance. The variance is higher for C1 (0.8 m^2 and 0.6 m^2 for C1 EW and C1 NS, respectively) than for C2 (0.2 m^2) and C3 correlation (0.3 m^2 , Figure 4.3). These values are a good example of uncorrelated noise observed in the data due to the temporal decorrelation. Indeed, C1 shows an important part of incoherent noise on the eastern part of the fault, this noise being limited for C2 and C3 (Figure 4.2). In the InSAR data, the noise level is lower but the correlation length is larger (up to 20 km). This length scale is characteristic of the turbulent atmospheric pattern that produces spatially heterogeneous phase delays in the interferograms. The covariances and variances are about three orders of magnitude smaller than those for optical-correlation displacement data (Figure 4.3 and Table B.1). This quantifies the higher precision of the InSAR data compared to the optical data, as is visually apparent in this case study. In the following, the covariance functions and variances will be used to build the weighting matrix (see section 4.3.4.2.b).

In order to limit the computation time for optimization and because of memory limitation, we reduce the number of data points using a quadtree algorithm [[Jonsson et al., 2002](#)]. The quadtree algorithm keeps high spatial sampling in areas where the displacement gradient is high, while it down-samples data in areas where the displacement gradient is low. It thus allows us to reduce the number of data points from more than 12 million to 7877, without loss of relevant information. Averaging during the down-sampling process also increases the signal-to-noise ratio.

4.3.4 Two-step Fault Modeling

4.3.4.1 Parametrization of the fault and optimization strategy

The surface trace of the rupture, mapped from both field measurements and optical-correlation displacement data, shows that the Abiz fault has a complex structure. It is curved in its northern part and has many fault strike variations on its southern continuation (see Figure 4.2 and [Berberian et al. \[1999a\]](#)). We thus model the fault with 16 segments according to the surface trace mapped with optical-correlation displacement data

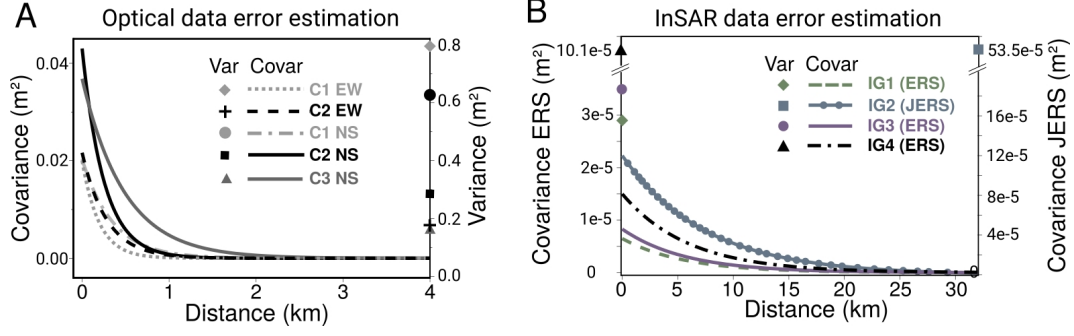


FIGURE 4.3 – Estimated variances and covariances of data noise for the (a) optical data and (b) InSAR data. Note that due to large differences in the error values, left and right y-axes show different scales.

(Figure 4.4).

The seismological study of [Berberian et al. \[1999a\]](#) shows that the mechanism of faulting during the Zirkuh earthquake changes from north to south. While being predominantly a right-lateral strike-slip earthquake, it includes considerable thrust components. We therefore have to expect changes in the fault dip along the Abiz fault, but little information is available concerning this fault parameter. It is thus essential to estimate the geometry of each segment before inverting the spatial distribution of slip on the fault. We therefore choose a two-step optimization strategy. First, we estimate the geometry and a uniform slip value for each segment using a genetic optimization algorithm [[Smith et al., 1992](#); [Sambridge and Mosegaard, 2002](#)]. This algorithm allows us to sample a large model parameter space in order to find the model that minimizes the misfit e (equation 4.10) between the data $\mathbf{d}_{\text{obs}}$ and the model predictions $\mathbf{d}_{\text{pred}}$:

$$e = \sqrt{(\mathbf{R}(\mathbf{d}_{\text{obs}} - \mathbf{d}_{\text{pred}}))^T \mathbf{R}(\mathbf{d}_{\text{obs}} - \mathbf{d}_{\text{pred}})}, \quad (4.10)$$

$$e_{\text{tot}} = e + e_{\text{dip}}. \quad (4.11)$$

The data residuals $(\mathbf{d}_{\text{obs}} - \mathbf{d}_{\text{pred}})$ are weighted by the matrix $\mathbf{R}$ depending on the data error (see section 4.3.3.3 and section 4.3.4.2.b) and the redundancy of the data (see section 4.3.4.2.b). We also add to the misfit e a penalty function e_{dip} to constrain the algorithm to sample models with limited dip angle fluctuations between neighboring segments (see equation 4.11 and section 4.3.4.2.c).

Second, we fix the geometry of the optimum fault model and discretize the fault segments in subfaults to invert for a more detailed slip distribution. In both steps, the rupture is modeled as a dislocation embedded in an elastic half-space [[Okada, 1992](#)] with a Poisson's ratio of 0.25.

4.3. Modèle de source du séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997)

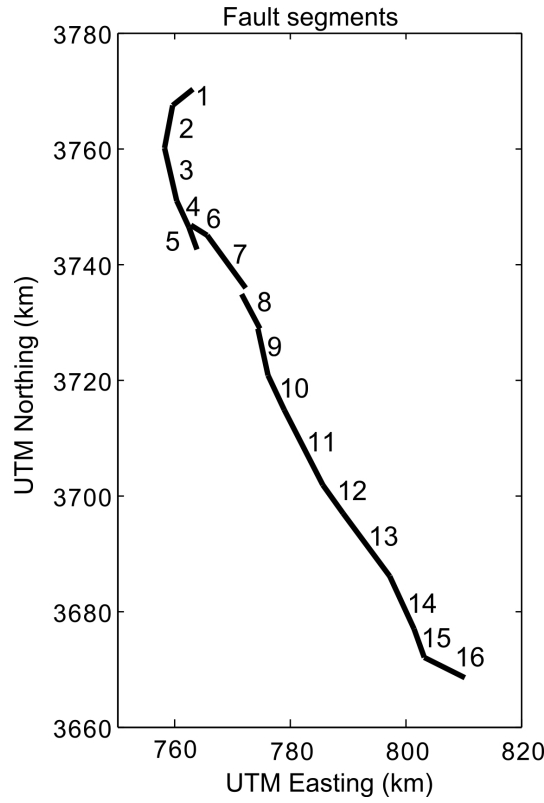


FIGURE 4.4 – Outline of the Abiz fault model with 16 segments that precisely follow the surface trace mapped using the optical-correlation displacement maps (Figure 4.2).

4.3.4.2 Step 1 : Non-linear Fault Segment Optimization Using a Genetic Algorithm

4.3.4.2.a Model Parametrization and Model Space Exploration

The genetic algorithm is a global optimization method inspired by natural selection [Smith et al., 1992; Beyer and Schwefel, 2002; Sambridge and Mosegaard, 2002; Monelli and Mai, 2008]. In such optimizations, models are considered as the individuals of a population that improve their characteristics (parameters) through the processes of recombination, mutation and selection over several generations. The genetic algorithm allows for an efficient exploration of the model space and permits finding optimum models that are close to the global minimum of the misfit function e_{tot} (equation 4.11).

The exploration of the model parameter space starts by picking randomly a certain number of models called the parent generation. In our case, one fault model is described by 64 parameters : the segment width, dip angle, strike-slip and dip-slip components of the 16 segments. The values of the model parameters are chosen within individual pre-defined bounds (Table 4.3). Then the parameters of the parent fault models are recombined to a larger number of models and mutated to form the offspring fault models. The mutation process consists of slightly changing the model parameter values of the fault models. A

standard deviation, defined as a percentage of the corresponding model parameter range, controls that change. Finally, the misfit e_{tot} (equation 4.11) is calculated and a certain number of the low-misfit offspring fault models are kept to form the next parent model generation. This loop is repeated for several generations as the misfit continues to decrease significantly.

The number of parent models and offspring models, as well as the parameter pre-set bounds and standard deviation, which governs the intensity of the mutation, fully control how the parameter space is explored. We choose to divide the optimization process in four stages. The characteristics of each stage and the misfit through the four stages can be found in Figure 4.5a, while Figure 4.5b illustrates the model space exploration for the parameters of one representative fault segment. The first stage allows exploring of the entire model space (Figure 4.5b) and to eliminate zones with high misfit thanks to the large standard deviation of 5%. In stage 2 and 3, to focus the search to low misfit zones, we decrease the parameter standard deviations to 2% and 1%, respectively, but increase the parent and offspring numbers to sample these low misfit zones intensively. Finally, we increase the number of generations from 15 during stages 1, 2 and 3 to 70 during stage 4, to carefully sample the parameter space around the global minimum misfit. Through this process, the misfit decreases (Figure 4.5a) and the search converges into a shrinking model space as shown by the location of the 200 best models of stage 4 (Figure 4.5b). Finally, the misfit no longer decreases significantly and the best model is picked based on the misfit criteria.

While Figure 4.5b shows a good convergence for the fault dip, strike-slip and dip-slip parameters during the optimization, it shows a poor convergence for the fault width. This information is also illustrated by frequency histograms in Figure 4.5c. They show clear single peaks for all model parameters except the fault width for which the frequency is quite homogeneously distributed, e. g. between 8 and 11 km for segment 11. This pattern repeats for all segments, which means that the data cannot well constrain the width. We thus choose to fix the width and to optimize only the dip, strike-slip and dip-slip (Table B.2 and B.3 in the supporting information). We also enlarge the bandwidth for the search when the initial bounds for one parameter are too restrictive and we fix a few other parameters that do not seem well constrained (see Tables B.2 and B.3) to stabilize the optimization. Together with the 48 parameters of the Abiz fault (16 segments x 3 parameters), we search for residual orbital ramps in the InSAR data as a linear function. Finally, we optimize the slip of the two main aftershocks that could affect the surface displacement data, which adds four more model parameters. We thus optimize a total number of 66 model parameters. A single four-stage optimization with 95200 forward-model calculations takes 15 hours on an eight-processor workstation.

In order to identify the impact of optical data on the model result, we run two optimizations : one using only InSAR data ("InSAR-based model") and the second using

4.3. Modèle de source du séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997)

TABLEAU 4.3 – Pre-defined bounds for the fault model parameters

	Width (km)	Dip	Strike-slip (m)	Dip-slip (m)
Lower bound	0	60°W	0	-1.5
Upper bound	15	60°E	5	1.5

InSAR and optical data jointly ("joint-data model"). The constraints of the InSAR-based and the joint-data models are summed up in Table B.2 and Table B.3 in the supporting information. The parameter bound investigation for the InSAR-based model gives results similar to the evaluation done by [Sudhaus and Jonsson \[2011\]](#). Thus, we keep the same constraints that allow us to derive an almost equivalent model as [Sudhaus and Jonsson \[2011\]](#), despite small changes in the discretization of the Abiz fault.

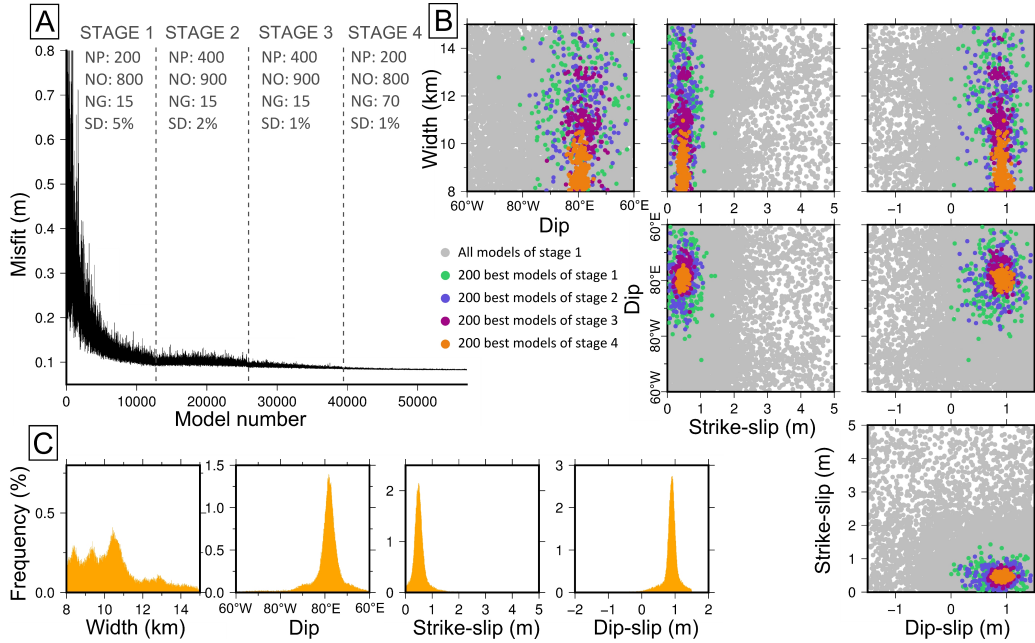


FIGURE 4.5 – Misfit and space exploration by the genetic algorithm. (a) Misfit (m) as a function of model number. Abbreviated terms are number of parents (NP), number of offspring (NO), number of generations (NG) and standard deviation (SD). (b) Exploration of the model space through the four stages of the optimization (example of segment 11 (joint-data optimization), Figure 4.4). The points represent the models visited during the four stages. The gray points show all models of stage 1 and colored points show the 200 best models of stages 1 (green), 2 (blue), 3 (fuchsia) and 4 (orange). (c) Histograms representing the frequency of the parameter values visited during the optimization (all stages, segment 11).

4.3.4.2.b Data Weighting

Data are weighted by the matrix $\mathbf{R}$ (equation 4.10) that takes into account the noise structure and the redundancy of the data. We use the covariance functions and the variance of the noise (section 4.3.3.3) to define the full-resolution variance-covariance matrix $\mathbf{\Sigma}_f$. The diagonal elements of the matrix contain the variance of each data point whereas the off-diagonal elements contain the covariance of each possible point pair. The data being subsampled, we form the subsampled variance-covariance matrix $\mathbf{\Sigma}$ with :

$$\mathbf{\Sigma} = \mathbf{A}\mathbf{\Sigma}_f\mathbf{A}^T. \quad (4.12)$$

where $\mathbf{A}$ is the operator relating the full data vector $\mathbf{d}_f$ to the subsampled data vector $\mathbf{d}$:

$$\mathbf{d} = \mathbf{A}\mathbf{d}_f. \quad (4.13)$$

Then, we compute the weighting matrix $\mathbf{R}$ based on the subsampled variance-covariance matrix $\mathbf{\Sigma}$ with :

$$\mathbf{\Sigma}^{-1} = \mathbf{R}^T\mathbf{R}. \quad (4.14)$$

The final data weight depends on the variance and covariance of the data set. High variance corresponds to low weight and high correlation corresponds to low weight. Furthermore, a higher number of pixels in a quadtree square increases the weight.

With the InSAR variances and covariances being three orders of magnitude smaller than those of optical data (Figure 4.3, section 4.3.3.3), InSAR data prevail over optical data in the optimization. As a consequence, optical data are not well reproduced at the end of the optimization. We thus introduce an ad hoc factor, based on a balanced fit to the InSAR and optical data, to adjust the two data set weights. We find an optical data weight over InSAR data weight ratio of 0.3 (Figure B.2 in the supporting information). By doing this, we no longer take into account the absolute error of optical data with respect to the absolute error of InSAR data, but we still keep the relative errors within each data set type (InSAR or optical data).

We use nine data sets with different footprints to cover the entire Zirkuh rupture. As a consequence, not all observation points of the field are covered by the same number of data (Figure B.3a in the supporting information). Some areas are covered by 4 overlapping datasets (mainly in the intermediate-field), some by 3 (mainly in the near-field), and up to 7 for areas mapped with both types of data. In the current weighting matrix $\mathbf{R}$, the points with multiple observations have artificially higher weights in the optimization, which is justified only if the observations are independent. However, observations are entirely independent only if they have perpendicular look vectors (e.g. NS and EW components for the optical correlation) and linearly dependent otherwise. We thus calculate an overlay

4.3. Modèle de source du séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997)

ratio that reflects the linear dependency between different observations at a single location [Sudhaus and Jonsson, 2011]. For each location, we list the look vector of the M overlapping datasets in the matrix $\mathbf{L}_v$. We compute the matrix $\mathbf{V}$ that gives the scalar product between each look vector of the M overlapping data sets ($\mathbf{V} = \mathbf{L}_v \cdot \mathbf{L}_v^T$). The sum of each line of the matrix $\mathbf{V}$ ($\mathbf{v} = \sum_{j=1}^M |\mathbf{V}_{ij}|$) gives information about the linear dependency between each dataset that we use to calculate the overlay ratio of each observation ($w_i = \frac{1}{\sqrt{v_i}}$). The overlay ratio w_i is equal to 1 if the observation is independent from the other datasets and less than 1 otherwise (Figure B.3b in the supporting information). Finally, the vector of overlay ratio $\mathbf{w}$, composed of the overlay ratio of each data point w_i , is taken into account in the weighing by multiplying the error matrix $\mathbf{R}$ by $\mathbf{w}$.

4.3.4.2.c Dip Smoothing

For some segments, we note that the dip parameter is hard to constrain. We thus use a penalty function e_{dip} to limit dip fluctuations between neighboring segments. Following Sudhaus and Jonsson [2011], we express e_{dip} as :

$$e_{dip} = \kappa_{dip} \sum_{k=1}^{N-1} \frac{x_{dip,k} - x_{dip,k+1}}{((l_k - l_{k+1})/2)^2}. \quad (4.15)$$

Where N is the number of segments, $x_{dip,k}$ and l_k are the dip and length of the k^{th} segment respectively, and κ_{dip} is the smoothing factor that controls the dip smoothing intensity. According to equation (4.15), e_{dip} is large when adjacent segments have big differences in dip. The penalty function is added to the misfit e (equation 4.10) to form the total misfit e_{tot} (equation 4.11). Consequently, in the genetic algorithm, sampled models with large variations of dip will be rejected during the process of model selection, except if the dip variation is strongly required by the data. The preferred smoothing factor, chosen subjectively after running several tests, limits the dip fluctuations between neighboring segments without deteriorating the fit of the model predictions to the data.

4.3.4.3 Step 2 : A Constrained Least Squares Distributed Slip Inversion

4.3.4.3.a Method

Once the geometry is fixed, we divide the fault segments into subfaults and invert the data to retrieve the slip distribution on the fault using a constrained linear least-squares inversion using the algorithm of Coleman and Li [1992]. The strike-slip and dip-slip are constrained to values between 0 m and 10 m and -10 m and 10 m, respectively, to avoid models with unreasonable slip patterns. We also implement a Laplacian smoothing operator to reduce the slip variations between neighboring patches [Jonsson et al., 2002].

We thus resolve the following system of equation :

$$\begin{bmatrix} \mathbf{d}' \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{G}' \\ \lambda \mathbf{D} \end{bmatrix} \mathbf{m}. \quad (4.16)$$

where $\mathbf{d}'$ is the weighted data vector ($\mathbf{d}' = \mathbf{R}\mathbf{d}$), $\mathbf{G}'$ the weighted Green's function matrix relating the surface displacements to the slip model ($\mathbf{G}' = \mathbf{R}\mathbf{G}$), $\mathbf{m}$ the vector of parameters we are solving for (i.e. strike-slip and dip-slip on each subfault), $\mathbf{D}$ the second-order finite difference operator and λ the smoothing factor. We set λ according to an L-curve criterion (see Figure B.4 in the supporting information).

In the optical correlation displacement field, pixels at the rupture trace can result in zero displacements due to the correlation window that crosses the fault. In the optimization procedure, this artifact does not impact the model results as the slip is uniform from surface to depth on each segment. However, it can induce very low slip at shallow depths in the distributed slip inversion. Therefore, we remove the two pixels (i.e. 2 km) surrounding the fault but we additionally invert for offsets localized across the fault to keep the near-field coverage [Xu et al., 2016]. These offsets are measured from profiles of 10 km length across-strike and stacked over a 2 km width along-strike. The offsets are weighted in the inversion by the square root of the inverse of the mean standard deviation of the stacked profile.

4.3.4.3.b Fault Plane Discretization

Fault planes are usually discretized into subfaults of constant size. However, it is well known that surface data hardly constrain slip on the deepest subfaults. Indeed, the amplitude of static displacements decreases with the inverse square of the distance to the fault [Page et al., 2009]. Therefore, deep slip has much less influence on the surface data than shallow slip [Barnhart and Lohman, 2010; Atzori et al., 2012]. We compute the data sensitivity to subfault slip to quantify the weight of each subfault on the surface data. The parameter is defined as the sum of surface displacement induced by a unit slip on the considered patch divided by the number of data (equation 4.17) :

$$S_k = \frac{\sum_{i=1}^N u_{s,i} + \sum_{i=1}^N u_{d,i}}{N}. \quad (4.17)$$

where S_k is the sensitivity of the k^{th} subfault, $u_{s,i}$ and $u_{d,i}$ are the surface displacement for the data point i due to 1 m of strike-slip and dip-slip, respectively, on subfault k , and N the number of surface data. For an homogeneous discretization (Figure B.5a in supporting information), the subfaults located below a depth of 5 km have very little influence on the surface data (sensitivity of less than 0.005 m). We thus choose to manually discretize the fault plane into variable size subfaults in order to homogenize the sensitivity on the fault (Figure B.5b in supporting information). The fault is discretized into 252 subfaults of

4.3. Modèle de source du séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997)

about 2 km by 2 km at the surface and 5 km by 5 km at greater depths. With the increase of subfault size with depth, the sensitivity on the fault ranges from 0.007 m to 0.03 m whereas it ranges from 2.5×10^{-5} m to 0.03 m with a homogeneous discretization.

4.3.5 Results

4.3.5.1 Uniform-slip Segment Model Results

Figure 4.6 shows the optical data and predictions of the uniform InSAR-based and joint-data models. Both models reproduce the first order pattern of the optical surface displacement well and have a good global RMS (Root Mean Square) misfit between optical data and predictions with respect to the data precision (Figure 4.6). However, the models do not reproduce the second order pattern equally. In particular, the InSAR-based model does not reproduce the high NS surface displacements located in the center part (near 3720 km northing) and in the southern part (from 3670 km to 3690 km northing) of the fault and overestimates the NS displacements in the north (near 3750 km northing). On the contrary, the joint-data model succeeds in predicting the three zones of higher displacements, which are main features of the NS optical data. Regarding the EW optical data, which have a lower signal-to-noise ratio than the NS optical data due to the fault orientation, predictions from both models are similar. As expected, the joint-data model is less effective at predicting the InSAR displacements than the InSAR-based model (Figure 4.7). However, both models reproduce the main surface displacement features displayed by InSAR data and no significant difference is observed. As a consequence, the RMS misfit between optical data and predictions is 15% lower in the joint-data model than in the InSAR-based model, whereas the RMS misfit between InSAR data and predictions only slightly deteriorates in the joint-data model (see RMS misfit in Figure 4.7).

Figure 4.8 shows a top view and a side view of the fault geometry and slip distribution of the best fit models. The InSAR-based fault optimization results are consistent with those published by Sudhaus and Jonsson (2011) (Figure 4.8). The northern part of the fault (segments 1-6) is dipping 80°W , while the southern part of the fault is dipping 85°E (segments 7-16). The slip distribution along the different segments is homogeneous with about 1.2 m from segment 7 to 13, and has two maxima of 2.3 m in the north (segments 3-4) and 2 m in the south (segments 14-15). The slip is almost purely strike-slip all along the fault and shows a significant reverse component only on the southernmost two segments where the rake turns to about 146° .

The joint-data optimization shows several important differences in the fault plane geometry and slip distribution. First, for the joint-data model, the fault dips are much less vertical than those found for the InSAR-based model. The northern part of the fault dips westward on a more extended portion from segment 1 to 10 at an angle of about 79°W . In the southern part (segments 11-16), the fault dip is also eastward but with an angle of

75°E. Second, the slip distribution along the fault is also noticeably different, with three zones of high slip : 2 m on segments 4 to 5 in the north, 2.1 m on segment 10 in the center and 2.8 m on segments 13 to 15 in the south. These zones of high slip are separated by segments on which slip does not exceed 1 m. As in the InSAR-based optimization, the southernmost segments (14-15) have a significant reverse component with a rake of 150°.

To summarize, both models have an average slip of 1.3 m and a moment magnitude of 7.1. The fault is dipping westward in the north and eastward in the south. In the InSAR-based model, the slip is almost homogeneous along the fault and the change in fault dip is about 15° (near segment 7), whereas in the joint-data model, the slip shows more variability along the fault and the change in fault dip is larger, about 25°, and located further south (segment 11). These differences are due to the lack of InSAR data close to the fault (see Figure 4.1). The static displacement field decreases very quickly with the distance to the fault [Page et al., 2009], thus the local faulting features are not recorded by intermediate-field data. Therefore, optimizing InSAR data only gives a smoothed version of the fault geometry and slip.

In order to investigate the robustness of the joint-data model, we repeat the joint-data optimization 50 times. The results of the first-order parameter trade-off analysis are shown in Figures B.6-B.7, and the mean value of each parameter and their associated standard deviations are plotted in Figure B.8 (supporting information). The model parameters of segments that exhibit high slip are not or only very slightly correlated (segments 4, 5, 13, 14 and 15) except for segment 10 which shows a clear linear dependance between the parameters. In this area, the optical surface data cover only a very narrow area on both sides of the fault which may explain a large range of parameters fitting the data equally well. However, all tests favor a west-dipping segment. Concerning the low slip segments (segments 7, 8, 11, 12 and 16), only the dip-slip and strike-slip components are well constrained by the surface displacement data, but not the fault dip. Indeed, if a segment does not slip, surface data cannot constrain the dip of the segment. Thanks to the dip penalty function (see section 4.3.4.2.c), the high-slip and well-constrained segments transmit their dip to the neighboring low-slip and less constrained segments. This analysis suggests that the change of dip near the center part of the fault is a reliable feature of the Abiz fault, although its sharpness could be over-estimated. Furthermore, the robustly estimated very low slip on segment 16 suggests that this segment has not been activated during the earthquake, even though it was mapped in the field by Berberian et al. [1999a].

4.3.5.2 Distributed Slip Model Results

As in the previous section, we run two inversions to obtain both the InSAR-based distributed slip model and the joint-data distributed slip model using the geometries obtained in the genetic algorithm optimizations. The datasets used in the joint-data inversion are the InSAR and optical displacement fields and the optical offsets across the fault (section

4.3. Modèle de source du séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997)

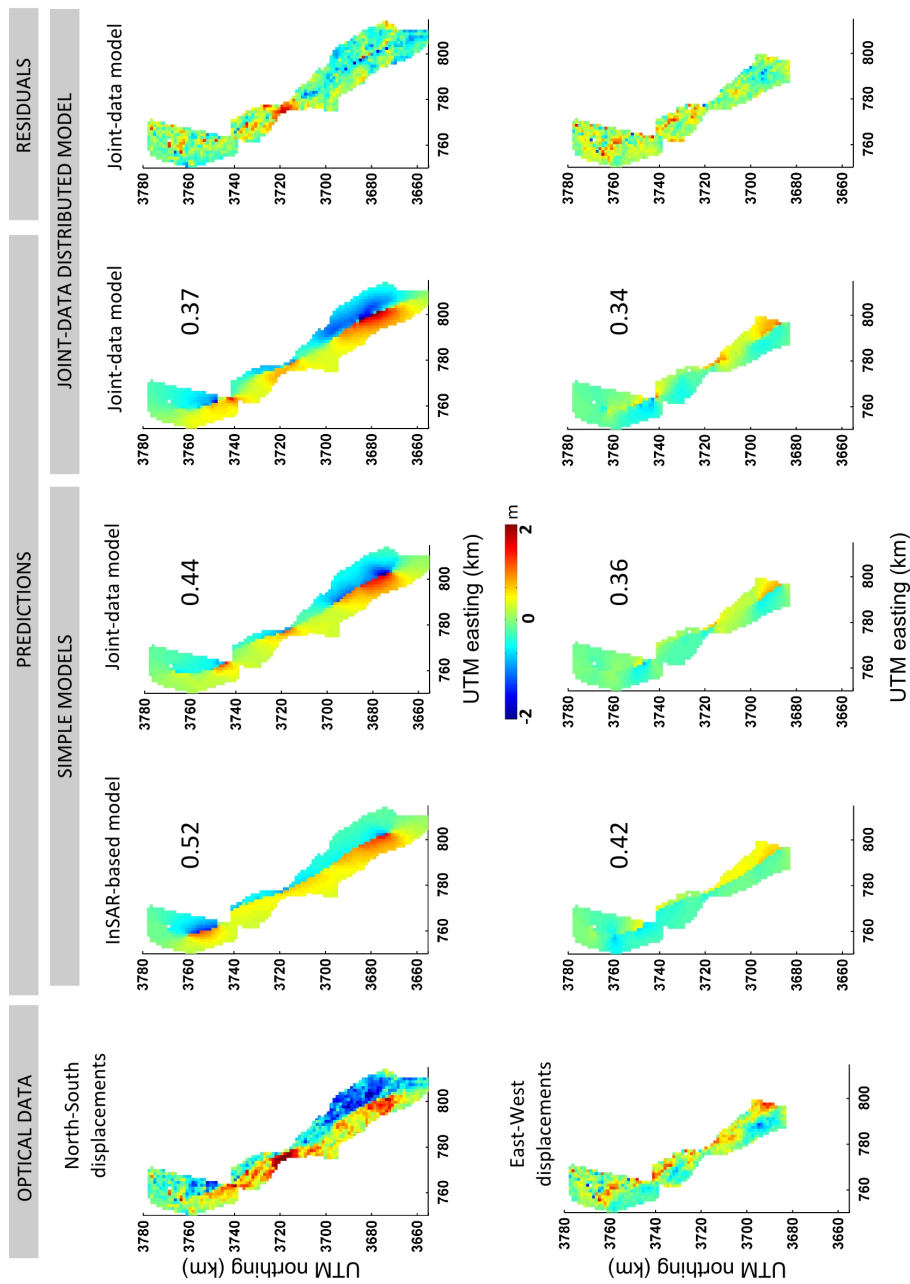


FIGURE 4.6 – Optical data and model predictions. The first column represents the optical data (NS displacements for C1, C2 and C3 at the top and EW displacement of C1 and C2 at the bottom). The second and the third columns represent the predictions of the uniform slip InSAR-based and of the uniform slip joint-data models, respectively. The fourth and fifth columns represent the predictions and residuals of the joint-data distributed slip model, respectively. For each model, the RMS value is shown in meters.

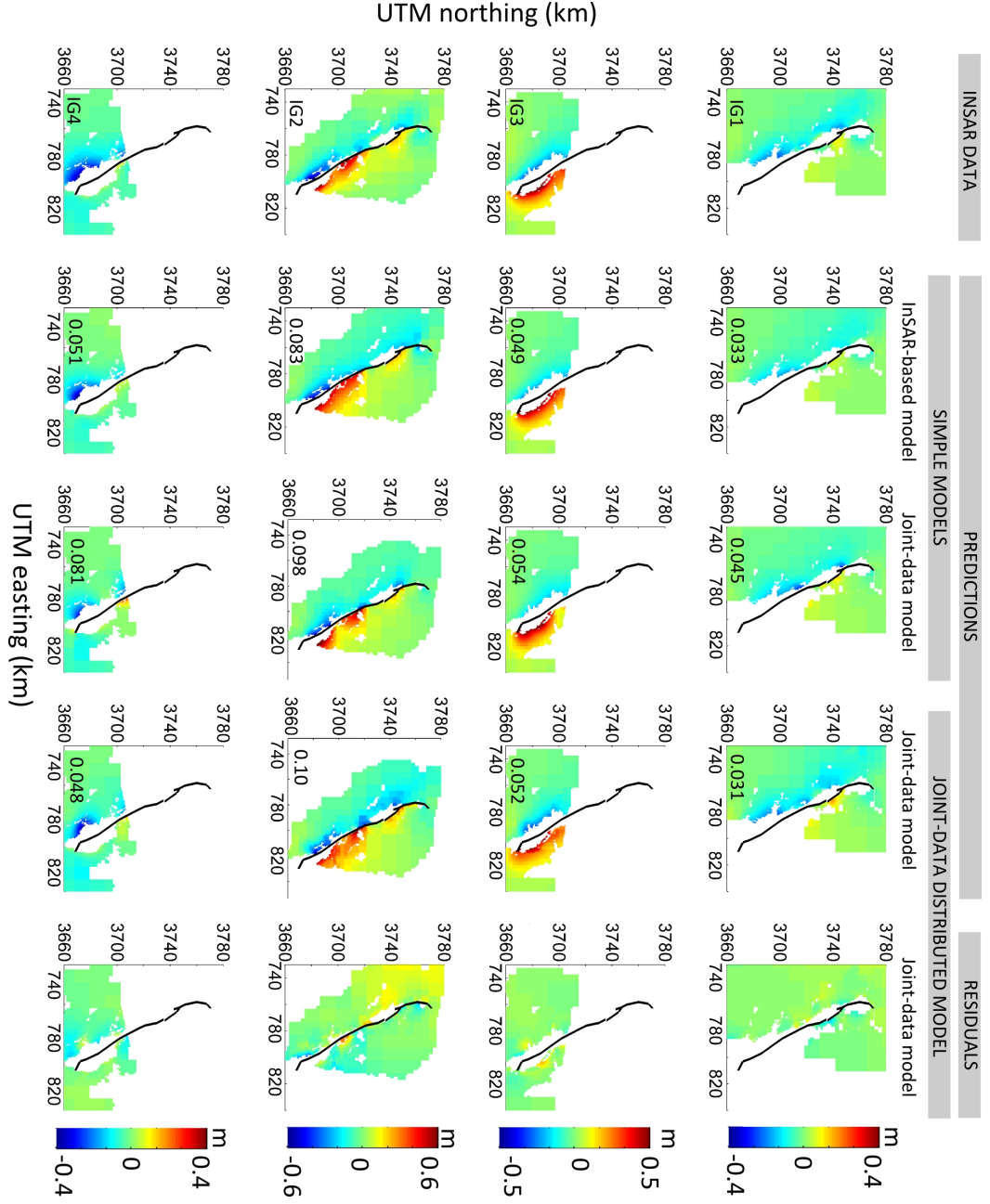


FIGURE 4.7 – InSAR data and model predictions. The first column represents the InSAR data. The second and the third columns represent the predictions of the uniform slip InSAR-based and of the uniform slip joint-data models, respectively. The fourth and fifth columns represent the predictions and residuals of the joint-data distributed slip model, respectively. For each model, the RMS value is shown in meters. The black lines represent the modeled fault segments.

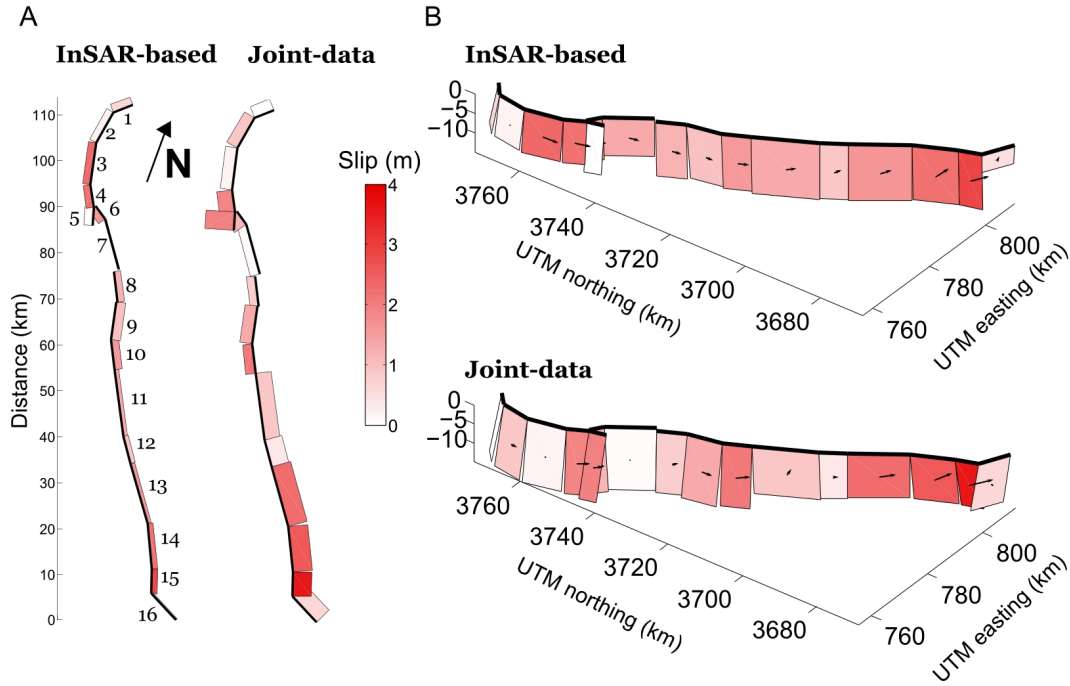


FIGURE 4.8 – Uniform slip models obtained from the genetic algorithm by inverting InSAR data alone (InSAR-based model) or by inverting jointly InSAR and optical data (Joint-data model). The models are represented (a) in top view and (b) in side view. The color represents the slip amplitude on each segment, while the arrows represent movement of the eastern block with respect to the western block.

4.3.4.3.a). We remove segment 16 from the inversion because none of the uniform slip models indicate slip on this segment and we extend the length of segment 15 at its southern end. Also, in this joint-data inversion, we do not apply any smoothing between segments 10 and 11 where the fault dip changes sharply (Figure 4.8).

For the InSAR-based model, model predictions of InSAR data are very good with a mean RMS misfit of 0.04 m whereas the model still fails to predict the principal features of the optical data (see Figures B.9 and B.10 in the supporting information). The joint-data model predictions are in good agreement with both InSAR and optical data (Figure 4.6 and Figure 4.7). The RMS misfit to the NS optical-correlation displacements decreases from 0.44 m in the uniform-slip segment model to 0.37 m in the distributed slip model. The improvement of the model fit is particularly visible in the south on the western side of the fault, and also in the central part of the fault. The joint-data model also predicts the offsets across the fault well (see Figure B.11 in the supporting information), with an RMS between data and predictions of about 0.40 m.

Concerning the slip distribution on the fault plane, both distributed slip models show three major slip patches (Figure 4.9). However, the slip amplitude and the shape of these

patches are different between the two models. In the joint-data model, the amplitude of the slip within each patch is systematically higher (maximum about 4.5 m) than in the InSAR-based model (maximum about 3 m). The three slip patches of the joint-data model are separated by zones of very low slip whereas they are more connected in the InSAR-based model (see isoline 1 m). In the joint-data model, the three patches have a larger along strike extent than in the InSAR-based model (30 km versus 20 km in the north, 20 km versus 10 km in the center, and 40 km versus 20 km in the south). Finally, the three patches are not strictly located at the same place on the fault plane. In the joint-data model, the northern slip patch is more centered on the epicenter of the earthquake and thus located deeper. The central slip patch is located further north (segments 8 to 10) in the joint-data model than in the InSAR-based model (segments 10 and 11). All these differences make the joint-data model rougher than the InSAR-based model, with more concentrated slip in localized zones on the fault plane. Both models present an important dip-slip component on the southernmost segments (segments 14 and 15). Interestingly, in the joint-data model, the southern end of each slip patch shows an important dip-slip component; downward for the northern and central patches (see segments 6, 10 and 11) and upward for the southern patches (segment 15). The geodetic moment is 1×10^{20} Nm and 8×10^{19} Nm for the joint-data model and the InSAR-based model, respectively, which leads to a higher moment magnitude for the joint-data model (7.3 versus 7.2, assuming a rigidity of 3×10^{10} Nm⁻²). The resulting pseudo-focal mechanisms of both models are consistent and lead to a predominantly strike-slip focal mechanism with a small reverse component as inferred from the seismological data (Figures 4.1 and 4.9, [Berberian et al. \[1999a\]](#)).

In order to investigate the effect of the fault geometry uncertainty on the slip distribution, we run the joint inversion 50 times using the 50 different fault geometries obtained with the genetic algorithm (section 4.3.5.1). We define the slip uncertainty on each sub-fault as the standard deviation of the subfault slip obtained from the 50 inversions. The results are presented in Figure B.13 (supporting information). They show that the mean standard deviation is the lowest in the southern part of the fault (0.08 m, segments 11-15) and the largest in the central part (0.27 m, segments 4-10). Slip uncertainties are highest where dip uncertainties are largest (Figures B.8 and B.13). Even though slip uncertainties vary along the fault, the mean slip standard deviation is quite low with respect to the slip amplitude. The amplitude and pattern of the slip distribution are thus quite robust.

4.3.6 Discussion

4.3.6.1 InSAR-based Model Versus Joint-data Model

Results presented in the previous section show that the addition of near-field optical data in the modeling changes the obtained fault geometry, the slip amplitude and the slip

4.3. Modèle de source du séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997)

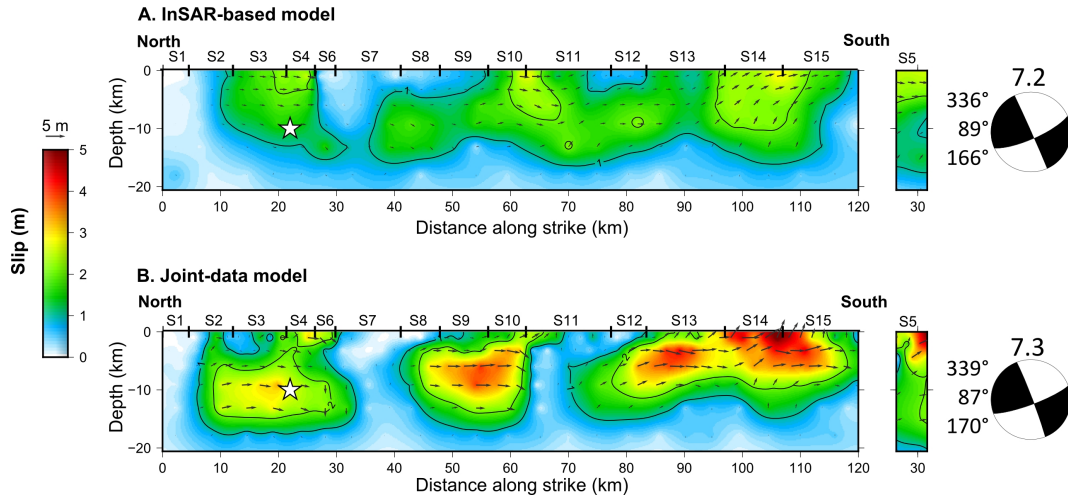


FIGURE 4.9 – Interpolated distributed slip model constrained by InSAR data only (a) and by both InSAR and optical data (b). The interpolated color represents the slip amplitude whereas the black arrows represent the slip direction of the eastern side of the fault with respect to the western side. The white star indicates the epicenter and the thin black lines are the 1 m and 2 m isolines. Segment 5 is displaced for visibility ; see Figure 4.4 for its original location. The non-interpolated views of the slip models are available in Figure B.12 of the supporting information. Pseudo-fault mechanisms calculated from the fault models are plotted to the left of each model. The numbers next to them give the strike, dip, and rake values, from top to bottom, respectively. The moment magnitude is plotted above each pseudo-focal mechanism.

distribution at depth significantly.

Concerning the fault geometry, no significant difference is highlighted in the northern section of the fault in the case of either including or excluding optical data (segments 1-6). As shown in the trade-off parameter analysis, the dip is not as well constrained in the central section of the fault (segments 7-10) than in the southern section (segments 11-16). In the central section, the difference in dip between the InSAR-based and joint-data uniform models could thus mostly reflect the parameter uncertainties but not in the southern section. The optical near-field data should be sensitive to the dip in the uppermost few kilometers whereas the InSAR intermediate-field data should be sensitive to dip at greater depths. Our results could thus suggest an increase of dip with depth. Finally, the stability analysis indicates a 15° to 30° dip variation between segments 10 and 11. Such a strong dip change along strike has already been modeled for other large strike-slip earthquakes such as the 2010 Mw7.2 El Mayor Cucapah earthquake [Wei et al., 2011]. Moreover, the direction of the dip along the fault and the location of the dip change is in agreement with the coseismic vertical movements observed by Berberian et al. [1999a] in the field. They observed uplift of the west block in the north and of the east block in the south with the change occurring in the northern part of segment 11.

A straightforward explanation for the slip amplitude difference between the InSAR-based model and the joint-data model (Figure 4.9) is the spatial data coverage. However,

other causes can be discussed.

First, all our datasets span long and different durations of postseismic period and therefore could include different proportions of measurable postseismic deformation [see e.g. Freed, 2005; Wright et al., 2013, for reviews]. The InSAR dataset covers between 2 months and 2 years of the postseismic period and the optical dataset between 3 and 8 years. The very small residuals of the InSAR-based distributed-slip model suggest that the four interferograms are consistent with each other (Figure B.9). It follows that the contribution of the postseismic deformation towards the InSAR signal in the first two years after the earthquake is insignificant compared to the contribution of the co- plus postseismic deformation in the first two months. The same holds for surface displacements in the even longer postseismic period included in the optical dataset (3 to 8 years). Moreover, at this time scale, it is assumed that the remaining process is one that affects the volume surrounding the fault and should not affect the very near-field displacements [e.g. Hearn et al., 2009]. Consequently, we think the difference in postseismic coverage between the InSAR and optical datasets cannot explain the difference in slip amplitude between the fault models.

Secondly, a part of the slip amplitude difference between the models can be explained by the fact that we made the hypothesis of a homogeneous elastic medium [Okada, 1992]. Indeed, in the shallow part of the crust, the materials are weaker, so less slip is needed to produce surface displacements. Modeling the fault slip in a homogeneous medium may overestimate the slip to fit the near-field data. Modeling the fault slip in a layered medium could reconcile both slip distribution models, but no specific geophysical data are available to infer a realistic 1D layered model in the area.

Thirdly, the strength of the smoothing also affect the slip amplitude. Indeed, when increasing the smoothing factor, the fit to near-field optical data (within 10 km of the fault) deteriorates faster than the fit to intermediate-field InSAR data. Hence, the InSAR-based model is smoother than the joint-data model and consequently the slip amplitude is lower.

Finally, the location of the three slip zones is slightly different between both models of the slip distribution. This suggests that near-field data are necessary to precisely locate the contour of the slip zones.

4.3.6.2 Rupture Propagation Controlled by the Fault Geometry

Our best model shows three slip patches (Figures 4.8 and 4.9b) located directly above the zones of localized and high surface displacements, as highlighted in the optical displacement maps (section 3.2, Figure 4.2). Low slip zones separate those three patches and correspond to distributed displacement zones at the surface. Moreover, we can relate these low slip areas to geometrical complexities of the Abiz fault. Indeed, the northern low slip zone corresponds to the end of the curved part of the Abiz fault and to a change of the

4.3. Modèle de source du séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997)

fault strike (segment 7), and the second zone to a sharp dip change (segment 10, Figure 4.8). These geometric complexities have also been mapped in the field. The southern one is described by [Berberian et al. \[1999a\]](#) as an en-echelon step over of at least 800 m wide, is characterized by a broad zone of distributed shear and corresponds to the transition between the relatively flat topography of the Zirkuh plain in the north and the mountain range in the south.

The dip-slip component modeled at the southern end of each main slip patch is also in agreement with [Berberian et al. \[1999a\]](#) who measured 70 cm of dip-slip near 3740 km northing, and 90 cm near 3675 km northing. Moreover, these reverse components of slip are also supported by seismological data (see subevent moment tensors 2 and 4 of [Berberian et al. \[1999a\]](#) in Figure 4.1b). A similar transition from strike-slip to dip-slip at the end of the slip patches has already been described for the Kokoxili earthquake (Mw 7.8, 2001) and was interpreted as the transition between slipping segments and geometric barriers [[Klinger et al., 2006](#)].

About five days after the earthquake, two temporary independent seismological networks were deployed for a period of two months in order to record the aftershock activity. [Farahbod et al. \[2003\]](#) analyzed the data of aftershocks recorded by both networks and relocated them. They obtained a catalog of 215 relocated events, plotted in Figure 4.10. For most of these events, the hypocenter uncertainty is less than or equal to 5 km.

The relocated aftershocks are not localized on the fault plane but are spread over a larger area on both sides of the fault. At both ends of the rupture few aftershocks have occurred. At the northern end, it can be explained by the unilateral southward propagation of the rupture. At the southern end, however, the fault slip is maximal and stops abruptly (segment 15). A large cluster of aftershocks is located where the fault dip reverses (segment 10) and a smaller cluster of aftershocks is located further north, where the strike changes significantly (segment 7). These two clusters are both located at the edges of high slip patches. Anticorrelation between aftershock locations and areas of large coseismic slip has been observed for other earthquakes [e.g., [Cirella et al., 2009](#); [Sladen et al., 2010](#); [Tong et al., 2010](#); [Wei et al., 2011](#)] and is often explained by stress release in areas loaded by the coseismic deformation [[Mendoza and Hartzell, 1988](#); [Das and Henry, 2003](#)].

It is thus clear from the surface displacement data, the fault model, and the aftershock distribution that the Abiz fault can be divided into three main segments : (1) The northern segment is about 35 km long (segments 1-6) and is characterized by the pronounced curvature of the Abiz fault. (2) The central segment is 34 km long (segments 7-10) and ends where the fault dip reverses. (3) The southern segment is 50 km long and extends from the dip change to the southern end of the Abiz fault (segments 11-15).

Interestingly, the northern and central segments are mapped as consisting of at least four segments each by [Berberian et al. \[1999a\]](#), whereas the longest segment in the south is described as consisting of two segments only. The longest slipping segment thus seems

to be structurally most simple. Geometric complexities, such as fault bends and step-overs are known to impede or obstruct the rupture propagation of earthquakes [e.g., [King and Nabelek, 1985](#); [Wesnowsky, 2006](#)] and are often defined as geometric barriers [[Aki, 1979](#); [Klinger et al., 2006](#)]. Similarly, the Abiz fault geometry seems to have played a major role in the rupture propagation during the 1997 Zirkuh earthquake. Indeed, we showed that the Abiz fault is composed of three main segments acting as asperities which are separated by geometrical barriers that impede the rupture propagation and where the aftershock activity locates.

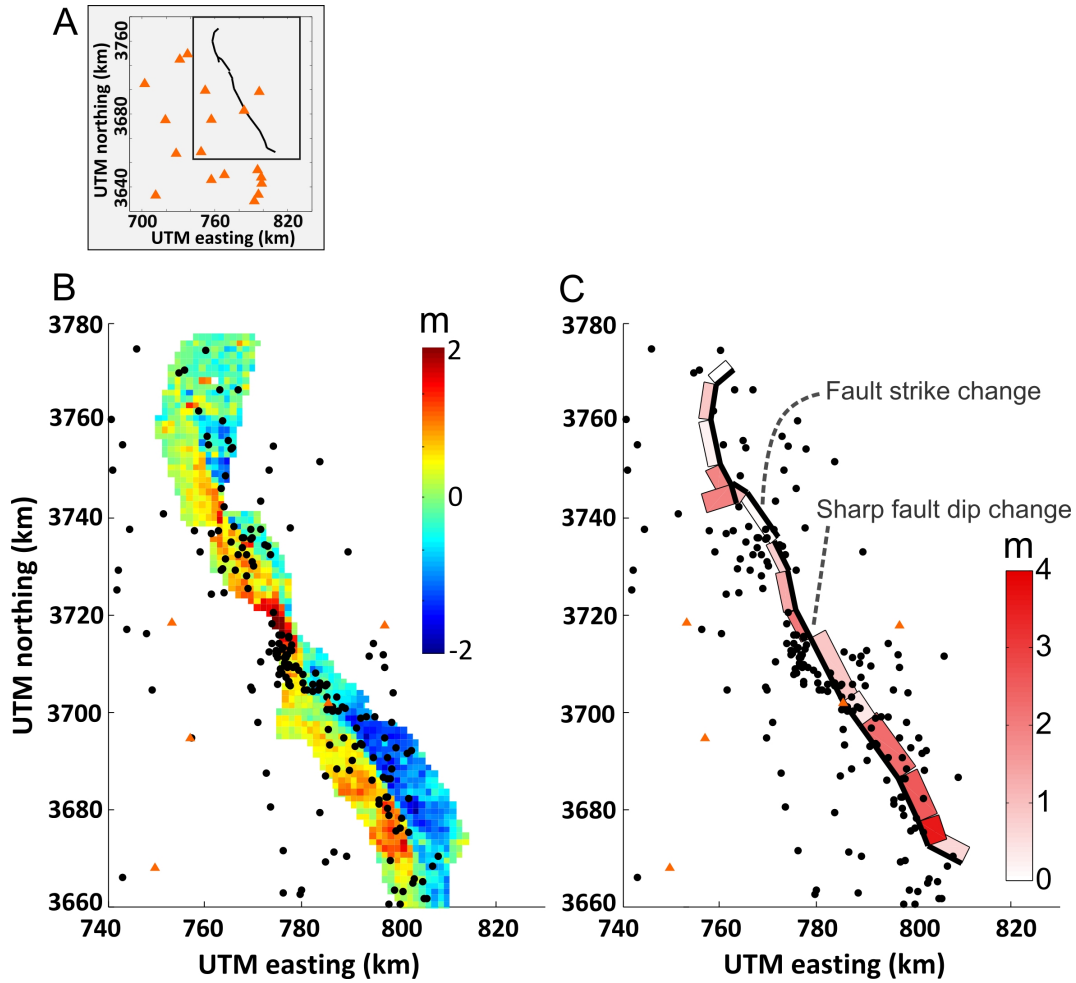


FIGURE 4.10 – Overview of near-fault NS surface displacements, fault geometry, fault slip, and aftershocks. (a) Location of the temporal seismic network deployed after the mainshock. The orange triangles are the seismic stations, the black line represents the Abiz fault and the black rectangle is the location of Figures 4.10b and 4.10c. (b) NS optical-correlation surface displacement. (c) Uniform-slip segment joint-data model. In (b) and (c), black dots show the aftershock recorded from 15 days to 2.5 months after the earthquake [[Farahbod et al., 2003](#)] and the five orange triangles are the near-fault seismic stations.

4.3.6.3 Data-dependency of the Shallow Slip Deficit Estimation

For several large strike-slip earthquakes, their modeled coseismic slip showed a slip maximum located generally between ~ 4 km and 8 km and decreasing both toward the surface and with depth [Fialko et al., 2005]. It turns out that the uppermost part of the crust (i.e. between 0 km and 4 km) exhibits a coseismic shallow slip deficit (SSD). This observation raises questions about (1) the mechanisms that prevent the fault slip from propagating fully up to the surface, (2) the processes that accommodate this SSD through the earthquake cycle or over several earthquake cycles, and last but not least, (3) our ability to evaluate accurately the seismic hazard that is often based on slip rates deduced from surface offsets measured in the field. SSD was discussed in numerous studies that aim to explain the processes that favor it or how it is accommodated through the earthquake cycles [e.g. Fialko et al., 2005; Tong et al., 2010; Dolan and Haravitch, 2014].

Recently, Xu et al. [2016] claimed that most of the apparent SSD based on geodetic inversions is an artefact due to the lack of data coverage close to the surface rupture. They tested their assumption in re-assessing the fault slip model of three large strike-slip earthquakes using near-field observations, mostly from optical correlation offsets, in addition to InSAR and GPS surface displacement observations. In their new fault slip models, the apparent SSD decreases drastically (between 3% and 19% versus 20% and 60% in previous studies). Fault slip models of the recent 2013 Balochistan strike-slip earthquake (Mw 7.7), based on multi-datasets among which include optical-correlation displacement data, show some quite homogeneous slip distribution with depth and thus little SSD [Jolivet et al., 2014; Avouac et al., 2014].

Here we estimate the SSD for the three distributed fault slip models we obtained : (1) the InSAR-based model, (2) the joint-data model without the offsets and pixels located on the fault (WO joint-data model), and (3) the full joint-data model (see section 4.3.5.2). For each model, we calculate the SSD for the entire Abiz fault and for each of the three segments highlighted by our inversion (Figure 4.11). We integrate the slip along the fault trace as a function of depth and then normalize the cumulative slip at each depth by the maximum cumulative slip [Xu et al., 2016]. Whatever the model, the slip is rather concentrated in the upper 10 km of the crust, except in the northern section where the joint-data model slip concentrates both at the surface and at the epicentral depth. The SSD for the entire fault is null for the joint-data and InSAR-based models whereas it is about 35% in the WO joint-data model. None of the models display SSD on the northern segment and all models display SSD on the central segment, with 75% of SSD in the WO joint-data model, 50% of SSD in the joint-data model, and 20% in the InSAR-based model. On the southern segment, the WO joint-data model has 40% of SSD whereas the other slip models do not show a SSD.

Contrary to the conclusion of Xu et al. [2016], our InSAR-based model, which does not incorporate near-field observations, displays the smallest SSD. However, although both

joint-data models predict larger SSD, the inclusion of optical offsets in the inversion leads to a drastic decrease of the SSD. The WO SSD joint-data model could be explained by off-fault deformation occurring at shallow depths during the earthquake [Kaneko and Fialko, 2011; Zinke et al., 2014; Milliner et al., 2015]. Indeed, when we model the fault with a unique fault plane, the off-fault deformation will be interpreted in the inversion as slip occurring at depth [Simons et al., 2002]. The shallow slip will then be underestimated and the deeper slip overestimated. The optical offsets, measured across the fault, encompass the off-fault deformation (or at least a part of it). Consequently, including the optical offsets in the inversion will result in a smaller SSD. The SSD obtained for an earthquake is thus very dependent on the data used.

The SSD on the central segment seems to be a robust feature as it is present in all models. An explanation could be that the off-fault deformation in the central segment occurred over a larger width than in the northern and southern segments. Consequently, all the off-fault deformation would not be included in the optical offset estimations. The discrepancy between the SSD of the InSAR-based and the joint-data models on the central segment could be due to the difference in the smoothing applied. Indeed, the increase of the smoothing factor reduces the SSD [Xu et al., 2016] and as stated in section 4.3.6.1, the InSAR-based model is smoother than the joint-data model.

A variation of off-fault deformation width between the central segment and the other segments could be explained by an along-strike difference in the type of near-surface materials, as several studies have shown [e.g. Milliner et al., 2015; Teran et al., 2015]. The regional geological maps at 1/250,000 [Geological Survey Of Iran, 1982] show that the central segment is surrounded by unconsolidated Quaternary material, whereas the northern segment traverses basement rocks on the western side and Quaternary deposits on the eastern side and the southern segment traverses basement rocks. This observation is consistent with studies that show that a sediment/sediment interface promotes off-fault deformation whereas a basement/basement or basement/sediment interface does not [Treiman et al., 2002; Zinke et al., 2014]. To conclude, we found that except for the central segment, the Zirkuh earthquake does not show a SSD, as expected for a mature fault like the Abiz fault [Dolan and Haravitch, 2014]; the SSD found in the central segment could be due to off-fault deformation in unconsolidated Quaternary deposits.

4.3.7 Conclusion

We infer an updated fault slip model for the Zirkuh earthquake using near-field displacement data from optical image correlation and intermediate-field displacement data from InSAR. This study illustrates the importance of near-field data in refining the geometry of the fault and imaging the slip distribution on the fault plane more precisely. In particular, we show that a clear change of fault dip between the central and southern segments is required to fit the optical-correlation displacement data. Moreover, we find that the use

4.3. Modèle de source du séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997)

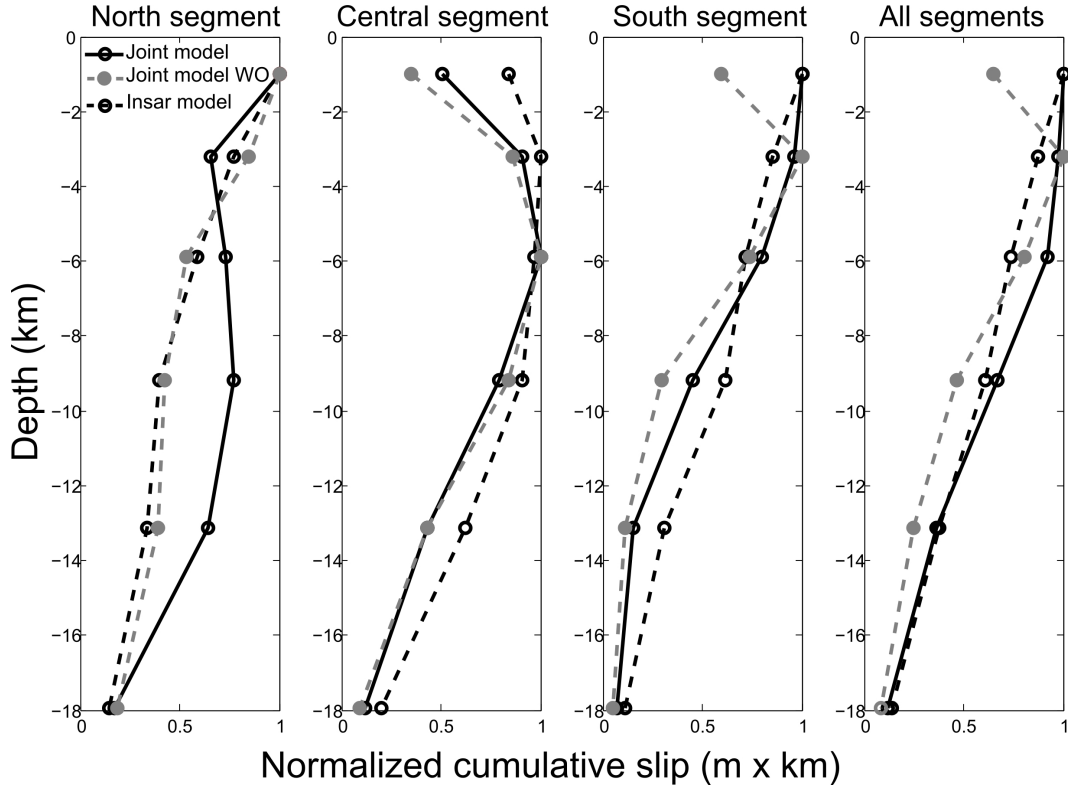


FIGURE 4.11 – Normalized cumulative slip as a function of depth for the northern, central, southern, and all three segments of the Abiz fault. The black line represents the joint-data model with the offsets included in the inversion, the gray dotted line represents the joint-data model without the offsets (WO joint-data model) and the black dotted line represents the InSAR-based model.

of near-field data lead to an increased slip amplitude and an increased slip distribution roughness. The modeled slip distribution confirms that the Zirkuh earthquake ruptured three main asperities on the Abiz fault that are separated by geometric barriers : high slip patterns are found where the fault geometry is rather smooth, whereas low slip, associated with a thrust component, is found where the fault geometry is more complex. These geometric complexities and areas of low slip match the location of clusters of aftershocks recorded after the main shock. Finally, at the fault scale, this Mw 7.2 strike-slip earthquake does not exhibit an overall shallow slip deficit. However, locally we find a shallow slip deficit along the central segment that could be explained by off-fault deformation in unconsolidated Quaternary deposits.

Acknowledgments - The study was supported by the Agence Nationale de la Recherche (ANR, French National Research Agency) through the "E-POST" project under the contract No. ANR-14-CE03-0002. The SPOT images are Astrium products and have been purchased via the ISIS French program. ASTER GDEM is a product of METI and NASA, and was obtained through the Reverb ECHO website. All optical images were pro-

cessed using COSI-Corr [Leprince et al., 2007], which is a plug-in for the ENVI software package. We thank Amir Farahbod for providing the Zirkuh aftershock data. Several figures were created with the Generic Mapping Tools (GMT) software [Wessel et al., 2013]. The surface displacement fields used in this study as well as the source code for the genetic algorithm are available in the repository Zenodo (DOI 10.5281/zenodo.1064052). We are grateful to the editor and the two anonymous reviewers for their constructive, thorough comments that greatly helped us in improving our manuscript. We are also grateful to Guust Nolet and Louisa Tsang for providing numerous grammatical and syntax improvements.

Chapitre 5

La séquence du NE Lut : interactions entre failles et reproductibilité dans le temps

Sommaire

5.1	Introduction	142
5.2	Transfert de contrainte de Coulomb au sein de la séquence du NE Lut	144
5.2.1	Méthode et paramétrisation	144
5.2.2	Résultats	150
5.2.3	Discussion	161
5.3	Simulation de cycles sismiques sur les failles du NE Lut	167
5.3.1	Méthode	167
5.3.2	Résultats	171
5.3.3	Discussion	177
5.4	Conclusion	182
5.4.1	Paramètres contrôlant l'occurrence des séquences sur le court-terme et le long-terme	182
5.4.2	La séquence de séismes du NE Lut est-elle exceptionnelle?	182

5.1 Introduction

De nombreuses études tendent à montrer que les variations de contrainte de Coulomb causées par des séismes modérés à larges influencent la localisation et la date d'occurrence des séismes futurs. Ces études démontrent en effet la bonne corrélation existante entre les zones de variation de contrainte de Coulomb positive et la localisation des séismes suivants [e.g. [King et al., 1994](#); [Stein et al., 1997](#); [Pollitz et al., 2003](#); [Nalbant et al., 2006](#); [Wedmore et al., 2017](#)]. Une grande partie des variations de contrainte causées par un séisme est due aux déformations cosismiques (i.e. statiques). Cependant, les déformations postsismiques, qui dépendent du temps écoulé depuis le séisme, engendrent également une redistribution des contraintes dans le milieu. Parmi les processus de déformation postsismique, le processus de relaxation des couches viscoélastiques de la lithosphère est le plus considéré dans les études de transfert de contrainte. C'est le seul capable d'engendrer des variations de contrainte significatives à grande distance de la source et sur le long-terme [[Freed, 2005](#)]. Ces variations de contrainte postsismiques sont donc capables d'amplifier de manière significative les variations de contrainte cosismiques à grande distance de la source [e.g. [Pollitz et al., 2003](#); [Chéry et al., 2001b](#)]. La vitesse à laquelle ces contraintes se relaxent dépend de la structure rhéologique de la lithosphère, et plus particulièrement de la viscosité. Plus cette dernière est faible, plus les contraintes se relaxent rapidement. Le seuil à partir duquel une variation de contrainte de Coulomb influence la sismicité subséquente au séisme source est généralement considéré comme étant de ~ 0.1 bar [[Harris, 1998](#)].

Dans la plupart des séquences étudiées, les séismes successifs rompent des segments collinéaires d'une même faille ou des failles parallèles d'un même système de failles [e.g. [Stein et al., 1997](#); [Caskey and Wesnousky, 1997](#); [Nalbant et al., 2006](#); [Wedmore et al., 2017](#)]. Ce genre de configuration est très favorable au déclenchement de séisme par transfert de contrainte. Mais qu'en est-il des systèmes de failles aux configurations plus complexes tels que le système de failles conjuguées du NE Lut ? Par ailleurs, l'amplitude des transferts de contrainte (de 0.1 bar à une dizaine de bar) est très faible par rapport à la chute de contrainte qui se produit lors d'un séisme qui est de 10-100 bar [[Kanamori and Anderson, 1975](#); [Allmann and Shearer, 2009](#)]. Ceci laisse penser que les failles rompues lors d'une séquence de séismes sont toutes proches de la rupture. Ce constat a amené certains auteurs [e.g. [Chéry et al., 2001b,a](#); [Scholz, 2010](#); [Sammis and Smith, 2013](#)] à proposer que les transferts de contrainte entre failles pouvaient mener à la synchronisation des cycles sismiques des failles d'un système. Selon [Scholz \[2010\]](#), les failles d'un système doivent être parallèles et avoir la même vitesse de glissement pour se synchroniser. Mais qu'en est-il, encore une fois, des configurations plus complexes telles que celle des failles conjuguées du NE Lut ? Le but de ce chapitre est donc de savoir si les processus de transfert de contrainte de Coulomb statique et viscoélastique (1) peuvent expliquer l'occurrence de la séquence du NE Lut et (2) sont susceptibles d'avoir synchronisé les failles du système du NE Lut

au cours de cycles sismiques successifs.

Pour répondre à cela, deux approches seront proposées. Dans une première partie, nous calculerons les variations de contrainte de Coulomb co- et postsismiques induites par chaque séisme de la séquence du NE Lut [King et al., 1994; Pollitz et al., 2003]. Nous nous focaliserons en premier lieu sur les trois principaux séismes de la séquence : le séisme de Dasht-e-Bayaz (Mw 7.1, 1968), le séisme de Khuli-Boniabad (Mw 7.1, 1979) et le séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997). Comme nous l’avons vu au chapitre 2, les variations de contrainte de Coulomb induites par les séismes de Dasht-e-Bayaz et de Khuli-Boniabad sur la faille d’Abiz sont négatives lorsque les failles sources et réceptrices sont modélisées de manière simple (i.e. un segment par rupture et par faille réceptrice, pendages verticaux et glissement homogène). Un premier objectif sera donc d’évaluer à quel point une modélisation plus réaliste des failles sources et réceptrices influence les variations de contrainte obtenues. L’influence des paramètres les moins bien contraints sera également évaluée afin d’avoir une idée qualitative de la fiabilité de nos résultats. Dans un second temps, nous calculerons les variations de contrainte de Coulomb co- et postsismiques induites par l’ensemble des séismes de magnitude supérieure à 6 de la séquence du NE Lut. Les variations de contrainte dues au chargement intersismique seront également prises en compte. Cela nous permettra de savoir si la localisation de chaque séisme de la séquence s’explique par des processus de transfert de contrainte et d’examiner l’éventuelle influence des séismes modérés sur l’occurrence des séismes principaux de la séquence. Nous quantifierons également les variations de contrainte induites par la séquence du NE Lut et par le chargement intersismique entre 1936 et 2018 afin de déterminer quelles sont les failles les plus sujettes à rompre dans le futur.

Dans une seconde partie, un simulateur de séismes qui intègre les transferts de contrainte entre failles [Chéry et al., 2001b] sera utilisé pour simuler le comportement sismique des failles du NE Lut au cours d’une multitude de cycles sismiques successifs. Nous quantifierons le nombre et le type de séquences sismiques qui se produisent lorsque les transferts de contrainte entre failles sont considérés et nous les confronterons avec un cas sans transfert de contrainte. Nous nous attacherons également à identifier l’influence des paramètres tels que la viscosité et le temps de récurrence sur les résultats obtenus. Cela nous permettra de savoir si les transferts de contrainte peuvent engendrer la synchronisation des failles du NE Lut, et à quel point. Ce travail permettra également de déterminer si la séquence du NE Lut revêt un caractère exceptionnel ou si, au contraire la configuration des failles et des séismes est favorable à l’occurrence répétée d’une telle séquence. Les deux parties de l’étude permettront de déterminer quels processus et quels paramètres sont les plus importants sur le court-terme et/ou sur le long-terme pour expliquer les séquences de séismes et leur répétabilité dans le temps.

5.2 Transfert de contrainte de Coulomb au sein de la séquence du NE Lut

5.2.1 Méthode et paramétrisation

5.2.1.1 Calcul des variations de contrainte de Coulomb co- et postsismiques

La variation de contrainte de Coulomb $\Delta\tau_c$ sur un plan de faille de géométrie et de cinématique données est définie comme suit :

$$\Delta\tau_c = \Delta\tau - \mu' \times \Delta\sigma_n \quad (5.1)$$

avec $\Delta\tau$ la variation de contrainte tangentielle au plan de faille, $\Delta\sigma_n$ la variation de contrainte normale au plan de faille et μ' le coefficient de frottement effectif qui inclut les possibles effets de la variation de la pression de pore dans la zone de faille de la faille réceptrice. La variation de contrainte tangentielle est positive dans la direction du glissement de la faille et la variation de contrainte normale est positive lorsqu'elle comprime la faille. Une variation de contrainte de Coulomb positive rapproche donc la faille de la rupture et une variation de contrainte de Coulomb négative l'en éloigne.

Les variations de contrainte de Coulomb cosismiques provoquées par un séisme (source) sur un plan de faille donné (faille réceptrice) sont calculées à partir du champ de contraintes généré par le séisme source. Ce dernier est calculé en modélisant le séisme par une ou plusieurs dislocations dans un milieu élastique homogène [Okada, 1992].

Les variations de contrainte de Coulomb postsismiques ont été prises en compte en faisant l'hypothèse que les variations de contrainte de Coulomb postsismiques après la relaxation totale de la lithosphère correspondent aux variations de contrainte de Coulomb induites par une faille allant de la base de la croûte sismogène (ici prise à 15 km) à une profondeur infinie (ici prise à 1500 km) dans un milieu élastique [e.g. Chéry et al., 2001b]. Cette méthode a été choisie car peu de contrainte existe sur la structure viscoélastique de la lithosphère au NE de l'Iran et nous ne disposons pas de moyen robuste pour l'évaluer. En effet, les déformations postsismiques du séisme de Zirkuh, qui pourraient permettre d'estimer la rhéologie de la lithosphère, ne sont pas quantifiables avec les données dont nous disposons (Chapitre 3). Cette méthode est justifiée par le fait que du glissement asismique sur la partie profonde de la faille et la relaxation postsismique des couches viscoélastiques de la lithosphère provoquent un champ de déformations horizontales équivalent en surface [Savage, 1990]. Par ailleurs, via cette méthode, la durée de calcul est très courte. La variation de contrainte de Coulomb postsismique $\Delta\tau_{c_{post}}$ à chaque temps t est ensuite calculée en supposant une variation exponentielle de la contrainte en fonction du temps :

5.2. Transfert de contrainte de Coulomb au sein de la séquence du NE Lut

$$\Delta\tau_{c_{post}}(t) = (1 - e^{-t \times \frac{G}{\eta}}) \times \Delta\tau_{c_{relaxée}} \quad (5.2)$$

avec t le temps écoulé depuis le séisme (seconde), G le module de cisaillement (Pa), η la viscosité du milieu (Pa.s) et $\Delta\tau_{c_{relaxée}}$ la variation de contrainte de Coulomb postsismique après la relaxation totale de la lithosphère (Pa).

Les paramètres contrôlant les variations de contrainte de Coulomb cosismiques et post-sismiques sur la faille réceptrice sont donc :

- Les paramètres de rupture du séisme source (géométrie, cinématique et glissement)
- La géométrie, la cinématique et le coefficient de frottement de la faille réceptrice
- La viscosité de la lithosphère
- Le temps succédant au séisme source
- La distance entre le séisme source et la faille réceptrice.

Les variations de contrainte de Coulomb ont été calculées à 7.5 km de profondeur avec un module de cisaillement de 3×10^{10} Pa en utilisant les codes du logiciel Coulomb C3.3 [Lin and Stein, 2004; Toda et al., 2005]. Pour calculer l'évolution temporelle des variations de contrainte postsismiques, une viscosité de 1×10^{20} Pa.s a été utilisée, sauf mention contraire. En effet, plusieurs indices sont en faveur d'une viscosité forte. La mesure des déformations postsismiques du séisme de Zirkuh entre 2004 et 2010 indique que les déplacements sur cette période autour de la faille d'Abiz sont inférieurs à 0.5 mm/an (Chapitre 3 et Mousavi [2013]). De plus, comme discuté dans le chapitre 4, les interférogrammes du séisme de Zirkuh incluent de 2 mois à 2 ans de période postsismique mais sont tous cohérents entre eux. Ceci suggère que les déplacements postsismiques sont négligeables et élimine ainsi la possibilité d'une faible viscosité. Pour finir, la modélisation du champ de vitesses GPS entre 1997 et 2008 montre que l'est iranien peut être divisé en plusieurs blocs dans lesquels peu de déformation interne a été détectée [Walpersdorf et al., 2014]. Ceci suggère qu'une rhéologie élastique approxime bien la déformation de l'est de l'Iran et donc que la viscosité de la lithosphère est forte.

5.2.1.2 Paramétrisation des sources et des failles réceptrices

Nous nous sommes concentrés sur les séismes de magnitude supérieure à 6, les séismes de magnitude inférieure étant mal contraints et peu susceptibles de générer des variations de contrainte significatives aux échelles spatiales qui nous intéressent. Nous avons donc modélisé les 11 séismes de magnitude supérieure à 6 qui se sont produits entre 1936 et 1997, lors de la séquence du NE Lut.

Chaque séisme est caractérisé par un ou plusieurs segments selon sa taille et sa complexité. Chaque segment est caractérisé par 6 paramètres : la longueur, la largeur, l'azimut, le pendage, la direction du glissement (rake) et le glissement. Les valeurs attribuées aux différents paramètres proviennent de la littérature (étude de terrain et mécanismes au foyer), des chapitres précédents de cette thèse, et des relations empiriques de Wells and Coppersmith [1994]. La figure 5.1 représente les sources utilisées dans la modélisation et le tableau 5.1 répertorie l'ensemble des paramètres de source ainsi que les références ayant permis de les contraindre. Les sources sont numérotées de #1 à #11 dans l'ordre chronologique d'occurrence.

La manière dont chaque paramètre a été déterminé est détaillée ci-dessous :

- Longueur : Pour 8 des 11 séismes modélisés, la longueur de rupture est donnée dans la littérature ou déduite de nos propres observations (Chapitre 3). Aucune rupture de surface n'a été observée pour les séismes de Ferdows (#5), de 1976 (#6) et de janvier 1979 (#7). La longueur utilisée dans la modélisation a donc été calculée à l'aide des relations empiriques de Wells and Coppersmith [1994].
- Largeur : Pour les séismes de magnitude supérieure ou égale à 6.6, la largeur de rupture a été fixée à 15 km (épaisseur de la croûte sismogénique en Iran, Engdahl et al. [2006]). Pour les autres, elle est calculée à l'aide des relations empiriques de Wells and Coppersmith [1994].
- Azimut : L'azimut de chaque segment est donné par la cartographie de la rupture de surface si elle existe ou par la cartographie de la trace long-terme de la faille. Le séisme de janvier 1979 (#7) n'est associé à aucune faille cartographiée. L'azimut utilisé pour ce séisme est donc déduit de son mécanisme au foyer et de l'azimut des autres failles présentes dans la zone.
- Pendage : Pour les séismes n'ayant pas de mécanisme au foyer (#2, 1941 et #3, 1947), le pendage de la faille est déduit de sa cinématique. Lorsqu'un mécanisme au foyer existe, la valeur du pendage est celle du mécanisme au foyer. Pour le séisme de Zirkuh (#11), qui a rompu la totalité de la faille d'Abiz, le pendage est celui déterminé dans le chapitre 4 par inversion jointe des données optiques et InSAR (Figure 4.8). Comme les séismes de 1936 (#1), de Korizan (#8, 1979) et de Kalat-e-Shur (#10, 1979) se sont également produits sur la faille d'Abiz, leur pendage est le même que celui estimé pour la rupture du séisme de Zirkuh.
- Glissement : Dans la plupart des cas, un glissement homogène, calculé à partir du moment sismique via la relation suivante, est attribué à chaque segment :

$$M_0 = G \times S \times u \quad (5.3)$$

avec M_0 le moment sismique (N.m), G le module de cisaillement (Pa), S la surface

5.2. Transfert de contrainte de Coulomb au sein de la séquence du NE Lut

de rupture (m^2) et u le glissement moyen sur la faille (m).

Pour les trois séismes principaux, une distribution de glissement hétérogène est attribuée. Pour le séisme de Dasht-e-Bayaz (#4, 1968), la distribution de glissement est contrainte par les mesures des décalages sur la faille faites sur le terrain [Ambraseys and Tchalenko, 1969; Tchalenko and Berberian, 1975, et Figure 2.5]. Pour le séisme de Khuli-Boniabad (#9, 1979), la distribution de glissement est contrainte par les mesures des décalages sur la faille faites par corrélation d'images optiques (Figure 3.14). Enfin, pour le séisme de Zirkuh (#11, 1997), la distribution de glissement attribuée est celle obtenue dans le chapitre 4 par inversion jointe des données optiques et InSAR (Figure 4.9).

- Direction du glissement (rake) : Pour les séismes n'ayant pas de mécanisme au foyer (< 1960), la direction du glissement est fixée en fonction des observations faites sur le terrain ou de la cinématique de la faille. Pour les autres (> 1970), la direction du glissement est celle du mécanisme au foyer du séisme. Enfin, pour le séisme de Zirkuh, la direction du glissement est donnée par le modèle de glissement distribué déterminé dans le chapitre 4 (Figure 4.9).

Les failles réceptrices, sur lesquelles les variations de contrainte de Coulomb sont calculées, correspondent au tracé long-terme des failles de la zone. Pour chaque faille réceptrice, la direction du glissement et le pendage sont choisis en fonction de la cinématique de la faille. Lorsqu'une faille agit en faille source et en faille réceptrice, le pendage de la faille réceptrice est le même que celui de la faille source. Le coefficient de frottement est quant à lui choisi en fonction de la maturité de la faille. En effet, le coefficient de frottement varie de 0 pour les failles majeures très matures à 0.8 pour les structures secondaires immatures [King et al., 1994]. Un coefficient de frottement de 0.4 est généralement attribué [e.g. King et al., 1994; Nalbant et al., 2005a; Mildon et al., 2016; Wedmore et al., 2017]. Cependant, comme dit au chapitre 3, les failles d'Abiz et d'Avaz-Gazik sont supposées être plus matures que la faille de Dasht-e-Bayaz, nous avons donc attribué un coefficient de frottement de 0.2 aux failles d'Abiz et d'Avaz-Gazik et de 0.5 à la faille de Dasht-e-Bayaz. Les autres failles impliquées dans la modélisation sont toutes des structures secondaires supposées peu matures. Nous leur avons donc également attribué un coefficient de frottement de 0.5. Les caractéristiques (pendage, rake, coefficient de frottement) et la localisation des failles réceptrices sont données dans le tableau 5.2 et sur la figure 5.2 respectivement.

5.2.1.3 Calcul des variations de contrainte de Coulomb intersismiques

Les variations de contrainte de Coulomb induites par le chargement intersismique des failles ont également été prises en compte dans nos calculs. Pour ce faire, le champ de déformations intersismiques a été calculé à partir du champ de vitesses GPS de la zone entre

TABLEAU 5.1 – Caractéristiques des séismes de la séquence

#	Nom	Date	Mag.	Num. de seg.	Lon. (°)	Lat. (°)	Long. (km)	Larg. (km)	Az. (°)	Pdg. (°)	Rake (°)	Gliss. moyen (m) ^d	Type de gliss. ^e	Ref.
1	-	10-06-1936	6.0	1	59.95	33.68	12.00	7.24 ^a	162	80	180	0.49 ^c	U	2, 12
2	-	16-02-1941	6.1	1	58.87	33.41	6.26	8.75 ^a	19	80 ^b	135	0.60 ^c	U	1, 2
3	-	23-09-1947	6.8	2	58.89	33.46	6.54	7.71 ^a	3	85 ^b	180	0.60 ^c	U	
4	Dasht-e-Bayaz	31-08-1968	7.1	1	58.71	33.56	30.39	15.00	350	85 ^b	160	1.34 ^c	U	1, 2
				2	58.77	34.03	31.12	15.00	269	84	5	2.70	D	3, 4, 5
				3	59.02	34.04	16.08	15.00	267	84	5	2.30	D	
				4	59.17	34.03	10.00	15.00	283	84	5	0.50	D	
				5	59.26	34.02	6.45	15.00	273	84	5	0.50	D	
5	Ferdows	01-09-1968	6.1	1	59.34	34.08	13.88	15.00	265	84	5	0.50	D	
6	-	07-11-1976	6.0	1	58.34	33.81	9.62	7.78 ^a	322	37	95	0.85 ^c	U	2, 11
7	-	16-01-1979	6.5	1	59.47	33.91	17.18 ^a	7.24 ^a	91	80	12	0.75 ^c	U	7, 8
8	Korizan	14-11-1979	6.6	1	59.80	33.98	6.35	15.00	192	64	90	1.11 ^c	U	7
				2	59.81	33.90	11.50	15.00	167	80	180	1.20 ^c	U	2, 12
9	Khuli-Boniabad	27-11-1979	7.1	1	59.34	34.03	3.27	15.00	337	60	90	4.00	D	9, 10
				2	59.42	34.03	12.17	15.00	261	82	30	3.00	D	
				3	59.62	34.05	24.10	15.00	266	82	8	2.00	D	
				4	59.78	34.07	6.83	15.00	244	82	8	2.30	D	
				5	59.84	34.08	3.70	15.00	264	82	8	2.00	D	
				6	59.28	34.03	12.44	15.00	269	82	8	0.20	D	
10	Kalat-e-Shur	07-12-1979	6.1	1	59.81	34.02	4.91	7.71 ^a	197	80	180	0.76 ^c	U	2, 12
				2	59.84	34.06	5.27	7.71 ^a	215	80	180	0.76 ^c	U	
11	Zirkuh	10-05-1997	7.2	1	59.81	34.04	4.53	20.00	228	80	90	0.02	D	12
				2	59.77	33.98	7.61	20.00	190	80	160	1.20	D	
				3	59.77	33.90	9.22	20.00	167	80	-179	1.56	D	
				4	59.79	33.83	4.93	20.00	152	77	-167	1.77	D	
				5	59.88	33.75	11.26	20.00	144	82	-99	0.11	D	
				6	59.92	33.68	6.75	20.00	152	82	176	1.21	D	
				7	59.93	33.62	8.32	20.00	168	79	177	2.1	D	
				8	60.07	33.49	14.67	20.00	332	77	-125	0.68	D	
				9	60.18	33.34	13.54	20.00	324	73	-177	2.14	D	
				10	60.30	33.12	18.0	20.00	341	74	-156	1.37	D	
				11	60.12	33.41	6.10	20.00	325	75	-159	1.52	D	
				12	59.96	33.55	6.51	20.00	154	82	-171	2.45	D	
				13	60.25	33.24	9.97	20.00	334	73	-147	2.47	D	
				14	59.83	33.79	3.52	20.00	124	78	-111	1.64	D	
				15	59.78	33.77	8.00	20.00	163	65	148	1.63	D	

^a Calculé d'après Wells et Coppersmith (1994).

^b Estimé à partir de la géométrie et la cinématique de la faille.

^c Calculé à partir du moment sismique et de la surface rompue.

^d La valeur correspond au glissement moyen du segment considéré.

^e U : glissement uniforme, D : glissement distribué (voir figure 5.1)

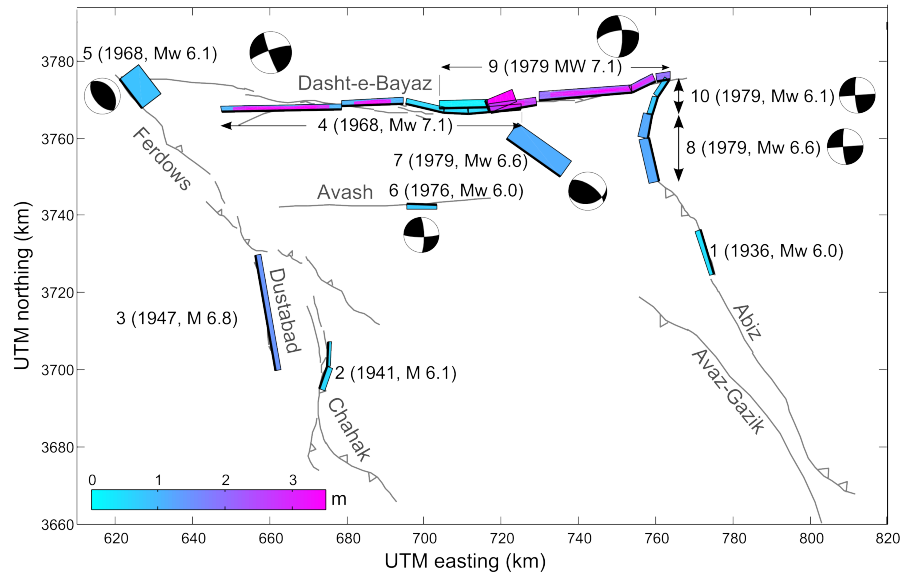
¹ Ambraseys and Jackson [1998], ² Berberian and Yeats [1999], ³ Ambraseys and Tchalenko [1969], ⁴ Tchalenko and Ambraseys [1970].

⁵ Tchalenko and Berberian [1975], ⁶ McKenzie [1972], ⁷ Jackson and McKenzie [1984], ⁸ Walker et al., 2004].

⁹ Marchandon et al. (en révision), ¹⁰ Nowroozi and Mohajer-Ashjai [1980], ¹¹ Walker et al. [2003], ¹² Marchandon et al. [2018].

5.2. Transfert de contrainte de Coulomb au sein de la séquence du NE Lut

a. Vue en carte



b. Vue en 3D

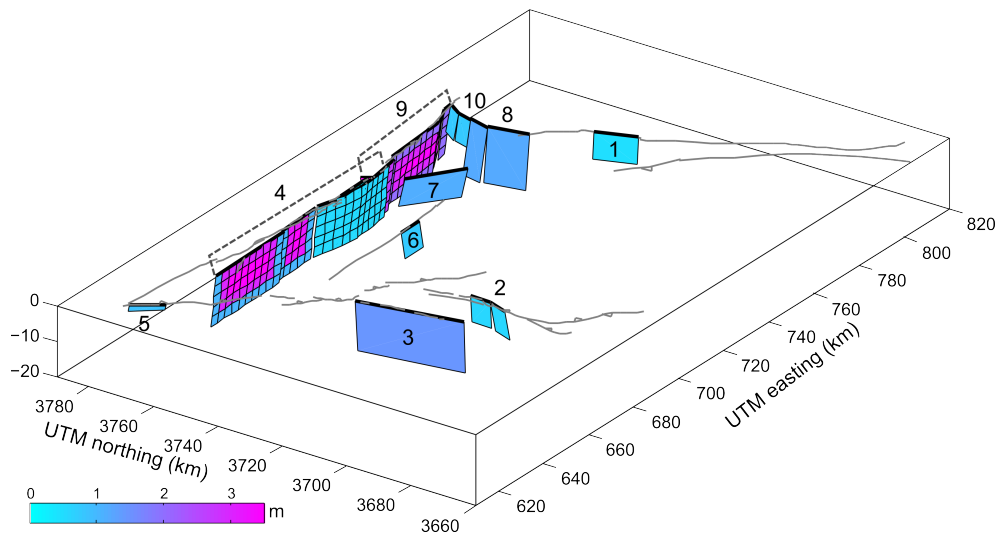


FIGURE 5.1 – Localisation des failles du NE Lut [d'après Walpersdorf et al., 2014] et représentation en carte (a) et en trois dimensions (b) des différentes sources utilisées dans la modélisation. Le séisme auquel fait référence chaque numéro est indiqué dans le tableau 5.1. La source du séisme de Zirkuh n'est pas représentée afin de ne pas gêner la visualisation des autres séismes qui se sont produits sur le faille d'Abiz. La géométrie de la source et la distribution du glissement utilisées sont visibles sur les figures 4.8 et 4.9 respectivement.

1997 et 2008 [Walpersdorf et al., 2014] en utilisant la méthode de Pollitz and Vergnolle [2006]. Le champ de déformations a ensuite été interpolé aux points correspondant à la localisation des failles réceptrices et les variations de contrainte de Coulomb sur les failles ont été calculées. Les variations de contrainte de Coulomb intersismiques sont représentées

Chapitre 5. La séquence du NE Lut : interactions entre failles et reproductibilité dans le temps

TABLEAU 5.2 – Caractéristiques des failles réceptrices^a.

	Pendage	Rake	Coefficient de frottement effectif
Abiz Nord	80°O	180°	0.2
Abiz Sud	80°E	180°	0.2
Dasht-e-Bayaz	90°	0°	0.5
Ferdows	37°E	90°	0.5
Chakak	90°	180°	0.5
Dustabad	90°	180°	0.5
Avaz-Gazik	90°	180°	0.2
Avash	90°	0°	0.5
01/79	60°N	90°	0.5

^aLe localisation des failles réceptrices est visible sur la figure 5.2.

sur la figure 5.2. L'ensemble de la faille de Dasht-e-Bayaz subit une variation de contrainte de Coulomb positive, croissante d'ouest en est et de 0.008 bar/an en moyenne. La faille d'Abiz subit des variations de contrainte de Coulomb positives allant jusqu'à 0.02 bar/an dans certaines zones et des variations de contrainte négatives allant jusqu'à -0.02 bar/an dans d'autres. Toutes les autres failles du système subissent une variation de contrainte de Coulomb intersismique positive allant jusqu'à 0.014 bar/an à l'exception du nord de la faille d'Avaz-Gazik.

5.2.2 Résultats

5.2.2.1 Les séismes de Dasht-e-Bayaz et de Khuli-Boniabad ont-ils favorisé l'occurrence du séisme de Zirkuh ?

Modèle simple - Comme nous l'avons vu au chapitre 2, les variations de contrainte de Coulomb induites par les séismes de Dasht-e-Bayaz et de Khuli-Boniabad sur la faille d'Abiz sont négatives lorsque la modélisation des failles sources et réceptrices est très simplifiée, c'est-à-dire, lorsque chaque séisme/faille est modélisé(e) par un seul segment et lorsque le glissement est homogène sur les failles sources (Figure 5.3). Dans ce contexte, les séismes de Dasht-e-Bayaz et de Khuli-Boniabad ne semblent pas avoir favorisé l'occurrence du séisme de Zirkuh. Cependant, les failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz étant relativement proches l'une de l'autre, la géométrie des failles sources et réceptrices ainsi que les paramètres utilisés lors de la modélisation (e.g. coefficient de frottement) sont susceptibles d'influencer le résultat obtenu. Dans cette partie, nous évaluons donc dans quelle mesure la prise en compte des complexités des ruptures sources et des failles réceptrices peut influencer les variations de contrainte de Coulomb obtenues. La stratégie adoptée est de définir un modèle de référence que l'on suppose le meilleur, de comparer les variations de contrainte de Coulomb obtenues avec le modèle simple, puis de faire varier les paramètres les moins bien contraints (pendage des ruptures sources et des failles réceptrices, coefficient de frottement, distribution du glissement) pour estimer la robustesse des résultats

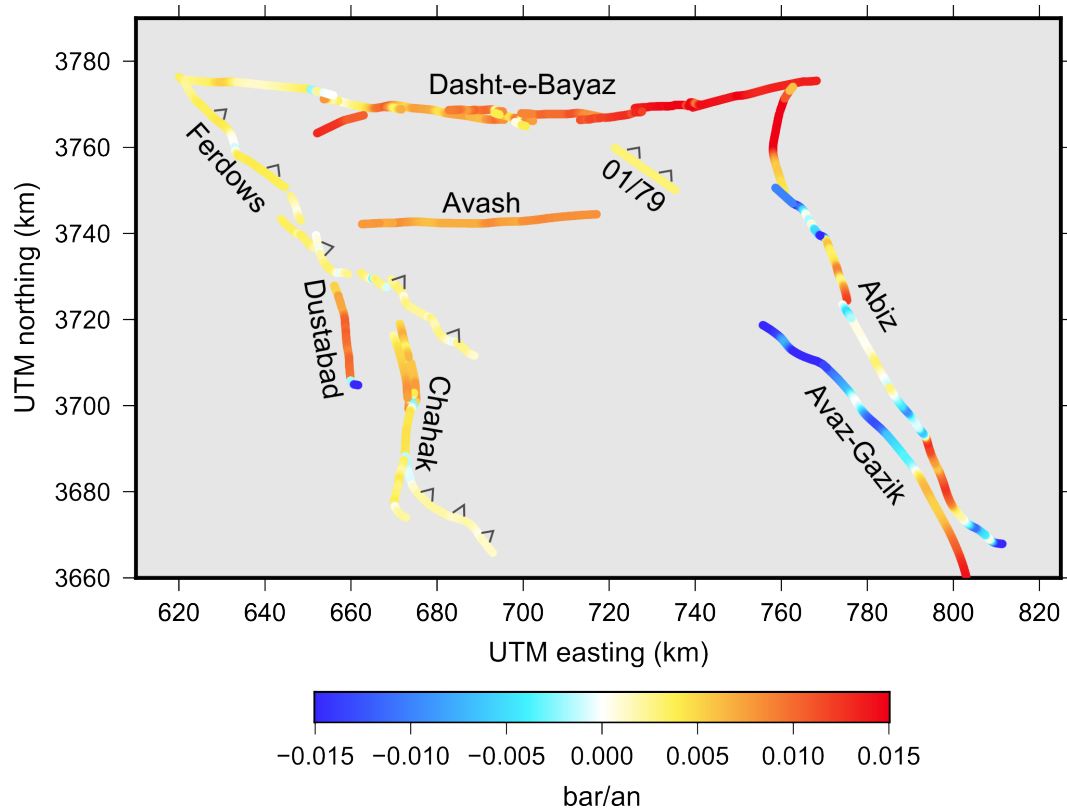


FIGURE 5.2 – Variations de contrainte de Coulomb dues au chargement intersismique et déduites du champ de déformations calculé avec le champ de vitesses GPS intersismiques entre 1997 et 2008 [Walpersdorf et al., 2014].

obtenus.

Modèle de référence - Les séismes de Dasht-e-Bayaz et de Khuli-Boniabad ont été modélisés par plusieurs segments qui suivent précisément la rupture de surface de chaque séisme. Le glissement moyen attribué à chaque segment reflète quant à lui les mesures de décalage sur la faille faites en surface. Le séisme de Dasht-e-Bayaz est modélisé par 5 segments. Les 2 segments les plus à l'ouest ont un glissement moyen de 2.7 et 2.3 m tandis que les trois autres segments ont un glissement moyen de 0.5 m (Figure 5.1), conformément aux décalages sur la faille mesurés sur le terrain (voir Figure 2.5 et Ambraseys and Tchalenko [1969]; Tchalenko and Ambraseys [1970]; Tchalenko and Berberian [1975]). Le séisme de Khuli-Boniabad est modélisé par 6 segments. Le segment le plus à l'ouest modélise la zone de rupture commune avec le séisme de Dasht-e-Bayaz. Les mesures par corrélation d'images optiques (Figure 3.14) ne détectent pas de glissement sur ce segment bien qu'il ait été cartographié sur le terrain [Nowroozi and Mohajer-Ashjai, 1980]. Nous lui avons donc attribué un glissement faible, égal à 0.2 m. Les 5 autres segments de la rupture sont composés, d'ouest en est, d'un petit segment nord-sud et de 4 segments globalement est-ouest ayant un glissement de 4, 3, 2, 2.3, et 2 m respectivement, conformément aux mesures de terrain et faites par corrélation d'images optiques (Chapitre 3 et Nowroozi and

Chapitre 5. La séquence du NE Lut : interactions entre failles et reproductibilité dans le temps

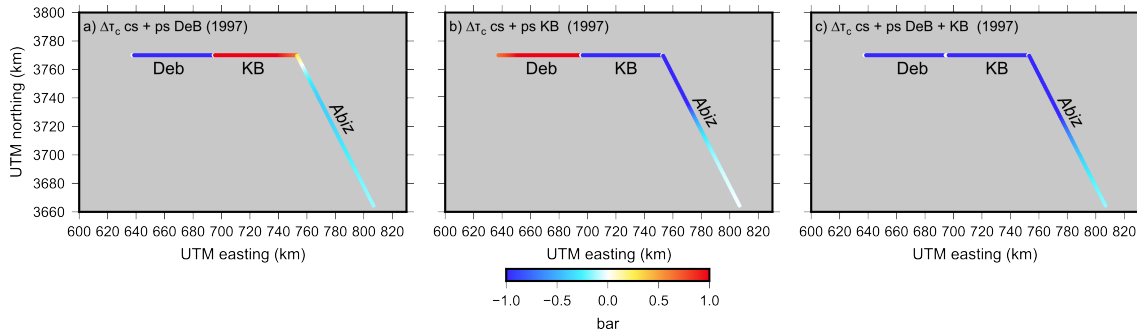


FIGURE 5.3 – Somme des variations de contrainte de Coulomb cosismiques et postsismiques (en 1997) induites par (a) le séisme de Dasht-e-Bayaz (b) le séisme de Khuli-Boniabad et (c) la somme des deux sur les failles de Dasht-e-Bayaz et d’Abiz. Les failles sources et réceptrices sont modélisées par un seul segment chacune et le glissement sur les failles sources est homogène et consistant avec le moment sismique du séisme source. Dans cette configuration, les variations de contrainte de Coulomb induites par les séismes de Dasht-e-Bayaz et Khuli-Boniabad sur la faille d’Abiz sont négatives.

Mohajer-Ashjai [1980]). Le pendage des failles sources est contraint par le mécanisme au foyer des séismes et est respectivement de 84°N et 82°N pour les séismes de Dasht-e-Bayaz et de Khuli-Boniabad (Tableau 5.1).

La figure 5.4 montre les variations de contrainte de Coulomb sur les failles du NE Lut induites par les déformations co- et postsismiques des séismes de Dasht-e-Bayaz et de Khuli-Boniabad. Les variations de contrainte de Coulomb cosismiques engendrées par le séisme de Dasht-e-Bayaz sont positives sur la section nord de la faille d’Abiz (~ 0.26 bar) et négatives sur le reste de la faille (~ -0.16 bar) (Figure 5.4a). Les variations de contrainte de Coulomb postsismiques entre 1968 et 1997 sur la faille d’Abiz sont similaires aux variations de contrainte de Coulomb cosismiques mais ont une amplitude plus faible (Figure 5.4d). La somme des variations de contrainte de Coulomb co- et postsismiques résulte donc en une variation de contrainte de Coulomb globalement négative (~ -0.22 bar) à l’exception de la section nord de la faille d’Abiz (~ 0.43 bar) (Figure 5.4g).

Les déformations cosismiques du séisme de Khuli-Boniabad engendrent également des variations de contrainte de Coulomb positives d’environ 18.2 bar sur la section la plus au nord de la faille d’Abiz mais déchargent le reste de la partie courbe de la faille de -2.2 bar. Sur le reste de la faille d’Abiz, les variations de contrainte de Coulomb cosismiques sont globalement positives (~ 0.2 bar) à l’exception d’une zone près de 3730 km nord où les variations de contrainte de Coulomb cosismiques sont légèrement négatives (~ -0.12 bar) (Figure 5.4b). Les déformations postsismiques entre 1979 et 1997 produisent quant à elles des variations de contrainte de Coulomb globalement positives tout le long de la faille (~ 0.1 bar) (Figure 5.4e). Ces variations de contrainte de Coulomb postsismiques positives ne suffisent cependant pas à contrebalancer les zones déchargées par les déformations cosismiques mais renforcent les zones de variations de contrainte de Coulomb positives au

5.2. Transfert de contrainte de Coulomb au sein de la séquence du NE Lut

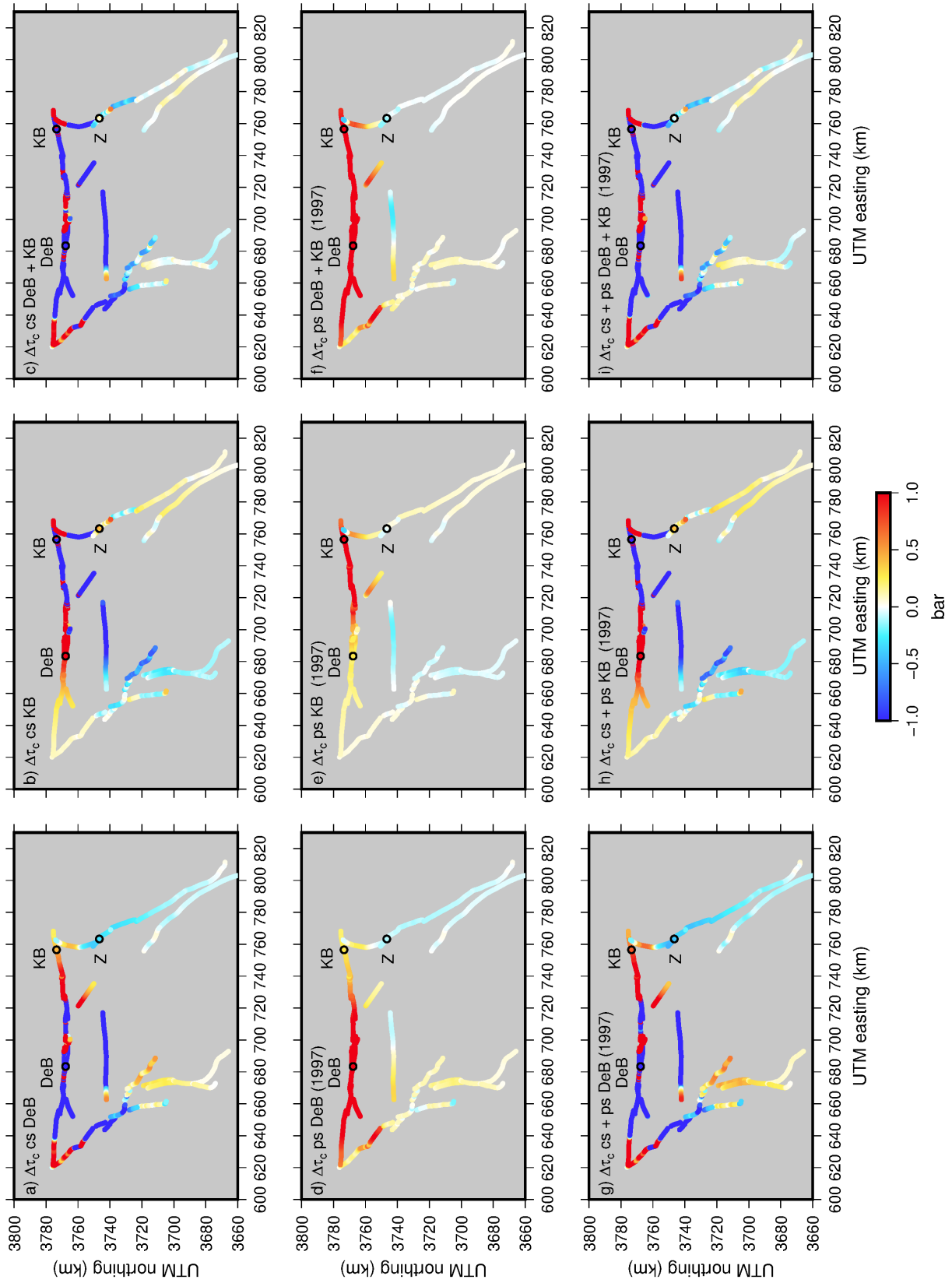


FIGURE 5.4 – Légende page suivante.

FIGURE 5.4 – Variations de contrainte de Coulomb co- et postsismiques induites par les séismes de Dasht-e-Bayaz et de Khuli-Boniabad sur les failles du NE Lut juste avant l’occurrence du séisme de Zirkuh (1997). Les figures a) b) et c) représentent les variations de contrainte de Coulomb cosismiques induites respectivement par les séismes de Dasht-e-Bayaz, de Khuli-Boniabad et par la somme des deux. Les figures d) e) et f) représentent les variations de contrainte de Coulomb postsismiques (en 1997) induites respectivement par les séismes de Dasht-e-Bayaz, de Khuli-Boniabad et par la somme des deux. Enfin, les figures g) h) et i) représentent la somme des variations de contrainte de Coulomb co- et postsismiques (en 1997) induites respectivement par les séismes de Dasht-e-Bayaz, de Khuli-Boniabad et par la somme des deux. La profondeur de calcul est de 7.5km et la viscosité de 1×10^{20} Pa.s. Les cercles noirs représentent l’épicentre des séismes de Dasht-e-Bayaz (DeB), de Khuli-Boniabad (KB) et de Zirkuh (Z) [Engdahl et al., 2006].

sud (Figure 5.4h).

Bien que les variations de contrainte de Coulomb dues au séisme de Khuli-Boniabad soient positives sur une grande part de la faille d’Abiz, la somme des variations de contrainte de Coulomb dues aux deux séismes est négative sur la quasi-totalité de la faille (~ -0.35 bar). Seule la section la plus au nord de la faille d’Abiz montre des variations de contrainte de Coulomb positives (~ 19 bar) (Figure 5.4i).

Tests paramétriques - Des tests ont été effectués pour estimer l’influence des paramètres utilisés dans la modélisation sur les résultats que nous venons de décrire. En effet, bien que la localisation, l’azimut et le glissement moyen de chaque segment soient relativement bien contraints par la cartographie de la rupture de surface et les mesures de décalage sur la faille, le pendage des segments ne l’est pas. L’influence du pendage des failles sources et de la faille réceptrice a donc été évaluée (Figure 5.5). Nous avons également testé le coefficient de frottement pour lequel nous avons uniquement une contrainte qualitative (voir section 5.2.1.2 et Figure 5.5) ainsi que l’effet d’un glissement distribué par rapport à un glissement homogène sur chaque segment (Figure 5.6). Les failles de Dasht-e-Bayaz et d’Abiz étant des failles principalement décrochantes, nous avons testé des pendages allant de 70°N à 70°S pour la faille de Dasht-e-Bayaz et de 70°O à 70°E pour la faille d’Abiz. Les valeurs de coefficient de frottement testées vont de 0.1 à 0.8.

Dans la fourchette de valeurs testées, le pendage de la faille de Dasht-e-Bayaz, le pendage de la faille d’Abiz, et le coefficient de frottement n’ont pas une influence significative sur les variations de contrainte de Coulomb totales (cosismiques + postsismiques entre 1968 et 1997) induites par le séisme de Dasht-e-Bayaz sur la faille d’Abiz : la section nord montre dans tous les cas des variations de contrainte de Coulomb positives tandis que le reste de la faille affiche des variations de contrainte de Coulomb négatives (Figures 5.5a-c). Parmi les paramètres testés, le coefficient de frottement est celui qui a le plus d’influence sur la variation de contrainte de Coulomb (Figure 5.5c).

Lorsque le séisme de Khuli-Boniabad est le séisme source, les paramètres testés ont une plus grande influence sur le résultat obtenu (Figure 5.5d-f). Les variations de contrainte de

5.2. Transfert de contrainte de Coulomb au sein de la séquence du NE Lut

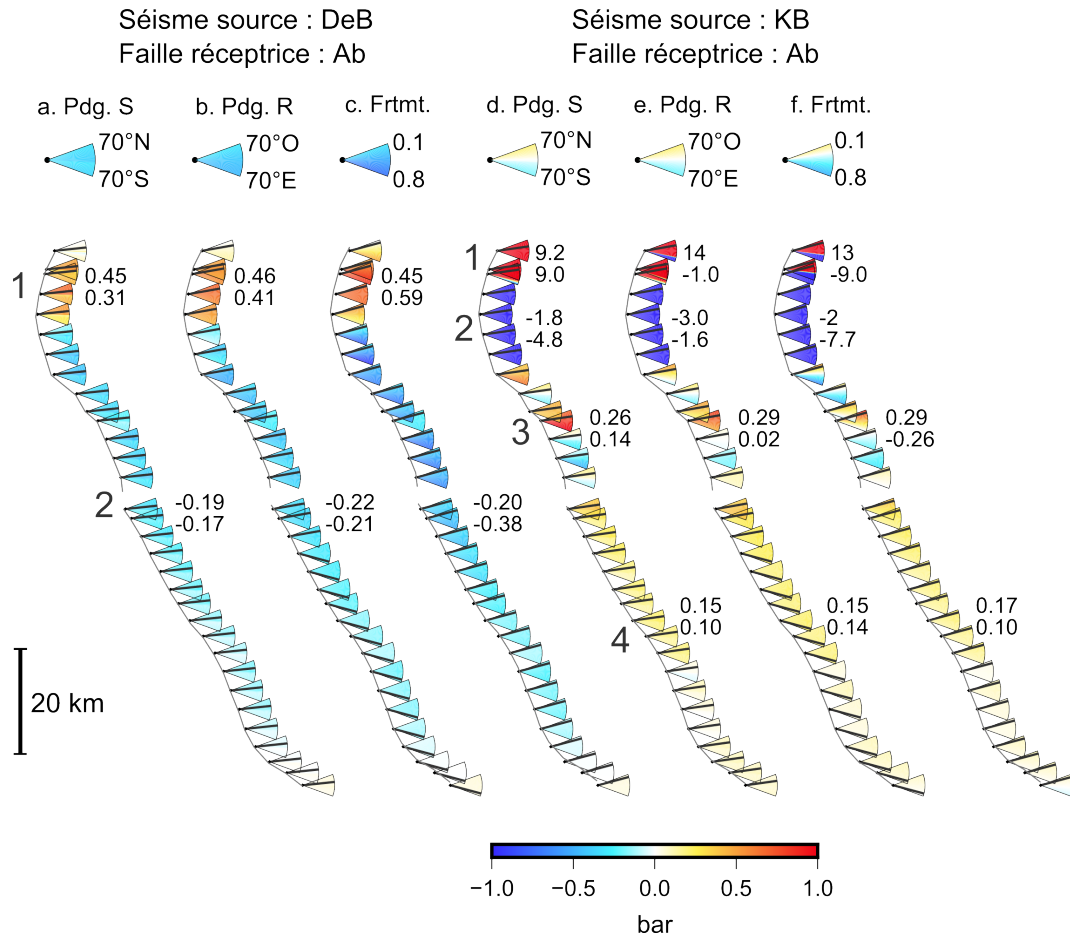


FIGURE 5.5 – Influence du pendage des failles sources et réceptrices et du coefficient de frottement sur la variation de contrainte de Coulomb totale (cosismique + postsismique en 1997) induite par les séismes de Dasht-e-Bayaz (a-c) et de Khuli-Boniabad (d-f) sur la faille d’Abiz. En chaque point de la faille d’Abiz, les différentes portions du diagramme circulaire correspondent à la variation de contrainte de Coulomb (cosismique + postsismique en 1997) calculée pour différentes valeurs du paramètre testé. Le paramètre et la fourchette de valeurs testées sont indiqués au dessus de chaque figure. Le modèle de référence est indiqué par un trait épais noir sur chaque diagramme circulaire. Lorsqu’un paramètre est testé, la valeur des autres paramètres est celle du modèle de référence. Les variations de contrainte de Coulomb dues au séisme de Dasht-e-Bayaz et au séisme de Khuli-Boniabad permettent de diviser la faille d’Abiz en 2 et 4 sections respectivement. Chaque section est indiquée par un numéro situé à gauche des figures 5.5a et 5.5d. Les deux valeurs notées à côté de chaque section correspondent à la variation de contrainte de Coulomb moyenne sur l’ensemble de la section considérée pour les deux valeurs extrêmes du paramètre testé (ex : 0.1 et 0.8 pour le coefficient de frottement). DeB, KB, Ab, Pdg. S, Pdg. R, et Frtmt. veulent dire Dasht-e-Bayaz, Khuli-Boniabad, Abiz, pendage de la faille source, pendage de la faille réceptrice, et coefficient de frottement respectivement.

Coulomb totales (cosismiques + postsismiques entre 1979 et 1997) permettent de diviser la faille d’Abiz en 4 sections. La première section a des variations de contrainte de Coulomb globalement positives bien qu’un faible pendage vers l’est de la faille d’Abiz ($< 75^\circ\text{E}$) et un fort coefficient de frottement (> 0.7) rendent les variations de contrainte de Coulomb

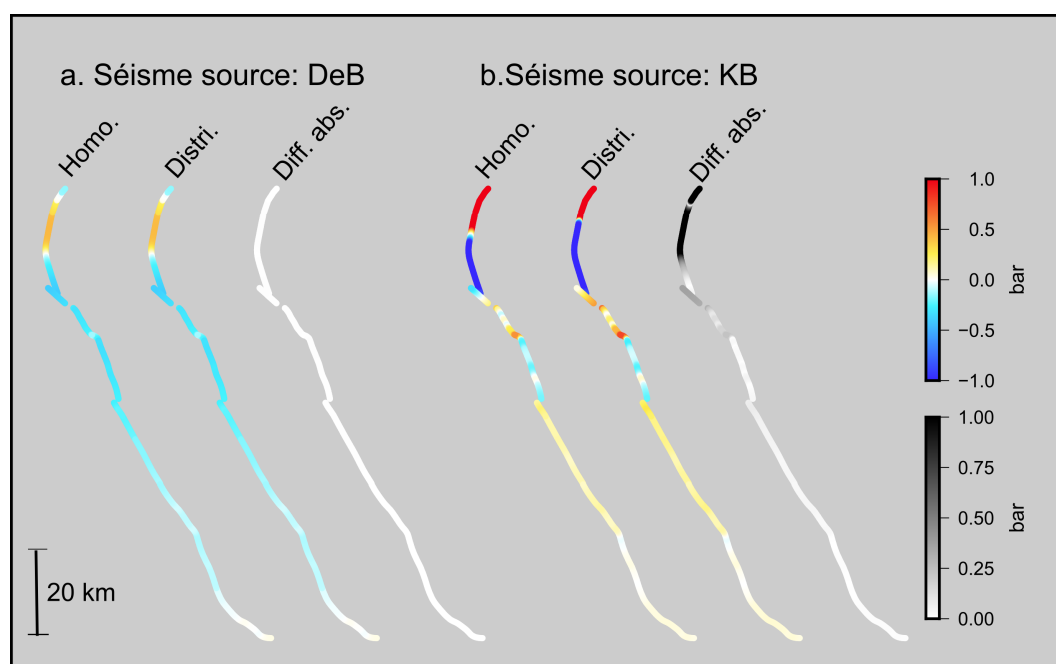


FIGURE 5.6 – Comparaison des variations de contrainte de Coulomb sur la faille d’Abiz produites par un modèle de glissement homogène (Homo.) et un modèle de glissement distribué (Distri., utilisé dans le modèle de référence). Le glissement moyen sur chaque segment est le même pour les modèles homogènes et distribués. La différence absolue entre le modèle homogène et distribué est représenté (Diff. abs.). DeB et KB veulent dire Dasht-e-Bayaz et Khuli-Boniabad.

négatives (Figure 5.5e-f). Dans la seconde section de la faille, les variations de contrainte de Coulomb sont négatives quelque soit la valeur des paramètres testés. Dans la troisième section de la faille d’Abiz, les variations de contrainte de Coulomb varient relativement faiblement. Cette partie de la faille a tendance à se rapprocher de la rupture lorsque la faille source pend vers le nord, lorsque la faille d’Abiz pend vers l’ouest et lorsque le coefficient de frottement est faible (Figure 5.5e-f). Enfin sur la quatrième section, quelque soit le paramètre testé, les variations de contrainte de Coulomb sont positives et varient peu (Figure 5.5d-f). Le paramètre ayant le plus d’influence sur le résultat obtenu est encore une fois le coefficient de frottement. Par ailleurs, pour les sections 1, 2 et 4, il s’avère que les paramètres de notre modèle de référence sont ceux qui génèrent des variations de contrainte de Coulomb les plus positives.

Les séismes sources de notre modèle de référence ont un glissement distribué. Pour connaître l’impact d’un modèle de glissement distribué par rapport à un modèle de glissement homogène, nous avons calculé les variations de contrainte de Coulomb induites par les séismes sources sur la faille d’Abiz en prenant un modèle de glissement homogène. Pour chaque segment des séismes sources, le glissement moyen du modèle distribué est identique au glissement du modèle homogène.

L’attribution d’un glissement distribué au séisme de Dasht-e-Bayaz n’a aucun impact sur les variations de contrainte de Coulomb calculées sur la faille d’Abiz (différence ab-

5.2. Transfert de contrainte de Coulomb au sein de la séquence du NE Lut

solue < 0.05 bar, Figure 5.6a). Lorsque le séisme de Khuli-Boniabad est le séisme source, les différences sont significatives sur le tiers nord de la faille d'Abiz (jusqu'à plusieurs bars) et négligeables sur les deux-tiers sud (< 0.2 bar, Figure 5.6b). La prise en compte d'un glissement distribué (et par conséquent plus réaliste si ce dernier est bien contraint) a donc d'autant plus d'importance que la distance séparant la source et le récepteur est faible. Dans le cas où le séisme de Khuli-Boniabad est la source, le modèle de référence (modèle de glissement distribué) permet d'obtenir des variations de contrainte positives supérieures à celle du modèle de glissement homogène près de l'épicentre du séisme de Zirkuh (Figure 5.6b).

Résumé - En résumé, c'est la géométrie des failles sources et réceptrices qui a le plus d'influence sur la variation de contrainte de Coulomb obtenue. En effet, lorsque le séisme de Khuli-Boniabad et la faille d'Abiz sont modélisés par un seul segment chacun, les variations de contrainte de Coulomb sont négatives tout le long de la faille d'Abiz (Figure 5.3b). Lorsqu'une géométrie réaliste des failles sources et réceptrices est utilisée, les variations de contrainte de Coulomb induites par le séisme de Khuli-Boniabad sont à 70% positives le long de la faille d'Abiz (Figure 5.4h). Dans les zones où le séisme source et la faille réceptrice sont très proches (nord de la faille d'Abiz), le coefficient de frottement et la distribution du glissement ont un effet significatif sur les variations de contrainte de Coulomb obtenues [Bagge and Hampel, 2016]. Lorsque le séisme source et la faille réceptrice sont éloignés (relativement à la taille du séisme), comme c'est le cas pour le séisme de Dasht-e-Bayaz et la faille d'Abiz, la géométrie des failles sources et réceptrices ainsi que les autres paramètres de modélisation (coefficient de frottement, modèle de glissement distribué) ne changent pas significativement le résultat obtenu (Figure 5.3a vs. Figure 5.4g). Le modèle de référence que nous avons établi s'avère être le plus à même d'engendrer des transferts de contrainte positifs. Modéliser les sources et les récepteurs de manière réaliste est donc primordial pour l'étude des transferts de contrainte [Steacy and Marsan, 2004; Mildon et al., 2016; Bagge and Hampel, 2016], d'autant plus si sources et récepteurs sont proches.

Bien que les variations de contrainte de Coulomb causées par le séisme de Khuli-Boniabad à l'endroit où a nucléé le séisme de Zirkuh soient positives (Figure 5.4h), la somme des variations de contrainte de Coulomb dues aux deux séismes reste globalement négative sur la faille d'Abiz. Les séismes de Dasht-e-Bayaz et de Khuli-Boniabad ne semblent donc pas avoir avancé l'occurrence du séisme de Zirkuh.

5.2.2.2 Transferts de contrainte au cours de la séquence du NE Lut (1939-1997)

Dans cette partie, nous modélisons l'ensemble des séismes de $M_w > 6$ de la séquence du NE Lut pour savoir si une corrélation existe entre la localisation des épicentres de chaque séisme et les zones de variation de contrainte de Coulomb positive.

La figure 5.7 présente les variations de contrainte de Coulomb sur les failles du NE Lut

immédiatement avant l'occurrence de chaque séisme de la séquence. Pour chaque date, les variations de contrainte de Coulomb co- et postsismiques causées par les séismes précédents ainsi que les variations de contrainte de Coulomb intersismiques depuis 1936 sont calculées. Sur les 11 séismes modélisés, 7 séismes (#4, #5 et #7 à #11) se sont produits dans des zones où la variation de contrainte de Coulomb est largement positive (entre 0.2 et 30 bar), 1 séisme s'est produit dans une zone de variation de contrainte de Coulomb quasi nulle (séisme #2) et 2 se sont produits dans des zones de variation de contrainte de Coulomb négative (#3 et #6).

En 1968, juste avant le séisme de Dasht-e-Bayaz (#4), la quasi-totalité de la faille du même nom est chargée de 0.35 bar (Figure 5.7.c). Concernant le séisme de Khuli-Boniabad (#9), bien que son épicentre soit localisé dans une zone de variation de contrainte de Coulomb positive, 1/3 de la zone de rupture du séisme a été préalablement déchargée par le séisme de Korizan (#8) (Figures 5.7.g-h). Cette zone de variation de contrainte de Coulomb négative correspond à une zone de faible déplacement cosismique du séisme de Khuli-Boniabad (approximativement entre les points E et D de la figure 3.14, Chapitre 3). Cela suggère que les variations de contrainte dues aux séismes passés pourraient influencer l'amplitude du glissement des séismes à venir, comme cela a déjà été proposé par certains auteurs [e.g. [Caskey and Wesnousky, 1997](#)]. Enfin, juste avant l'occurrence du séisme de Zirkuh (#11), les trois quarts sud de la faille d'Abiz présentent des variations de contrainte de Coulomb positives (Figure 5.7.j) et son épicentre se situe dans une zone de variation de contrainte largement positives (21 bar, Figure 5.7.j).

La partie courbe de la faille d'Abiz a rompu lors du séisme de Zirkuh malgré les variations de contrainte de Coulomb largement négatives (~ -30 bar) provoquées par le séisme de Korizan (#8). Bien que les deux séismes aient fait en moyenne 1.5 m de glissement dans cette zone, le maximum de glissement n'est pas localisé au même endroit (Chapitre 3). La rupture répétée de cette partie de la faille peut donc être vue comme un réajustement de contrainte dans les zones n'ayant pas assez glissé lors du séisme de Korizan [e.g. [Vallée and Satriano, 2014](#)].

Des études ont constaté une corrélation spatiale entre les variations de contrainte de Coulomb positives et l'extension des ruptures sismiques [e.g. [Caskey and Wesnousky, 1997](#); [Mildon et al., 2017](#)]. Certains séismes de la séquence du NE Lut semblent également montrer une corrélation de ce type. Par exemple, l'extension de la rupture de Korizan est limitée au sud par une zone de variation de contrainte de Coulomb négative et au nord par une zone de variation de contrainte quasi-nulle (Figure 5.7g). Celle de Kalat-e-Shur est limitée au nord par la fin de la faille d'Abiz et au sud par la zone déjà rompue par le séisme de Korizan (Figure 5.7i).

La figure 5.8 permet de voir la contribution de chaque processus (cosismique, postsismique et intersismique) dans la variation de contrainte de Coulomb totale. Pour chaque

5.2. Transfert de contrainte de Coulomb au sein de la séquence du NE Lut

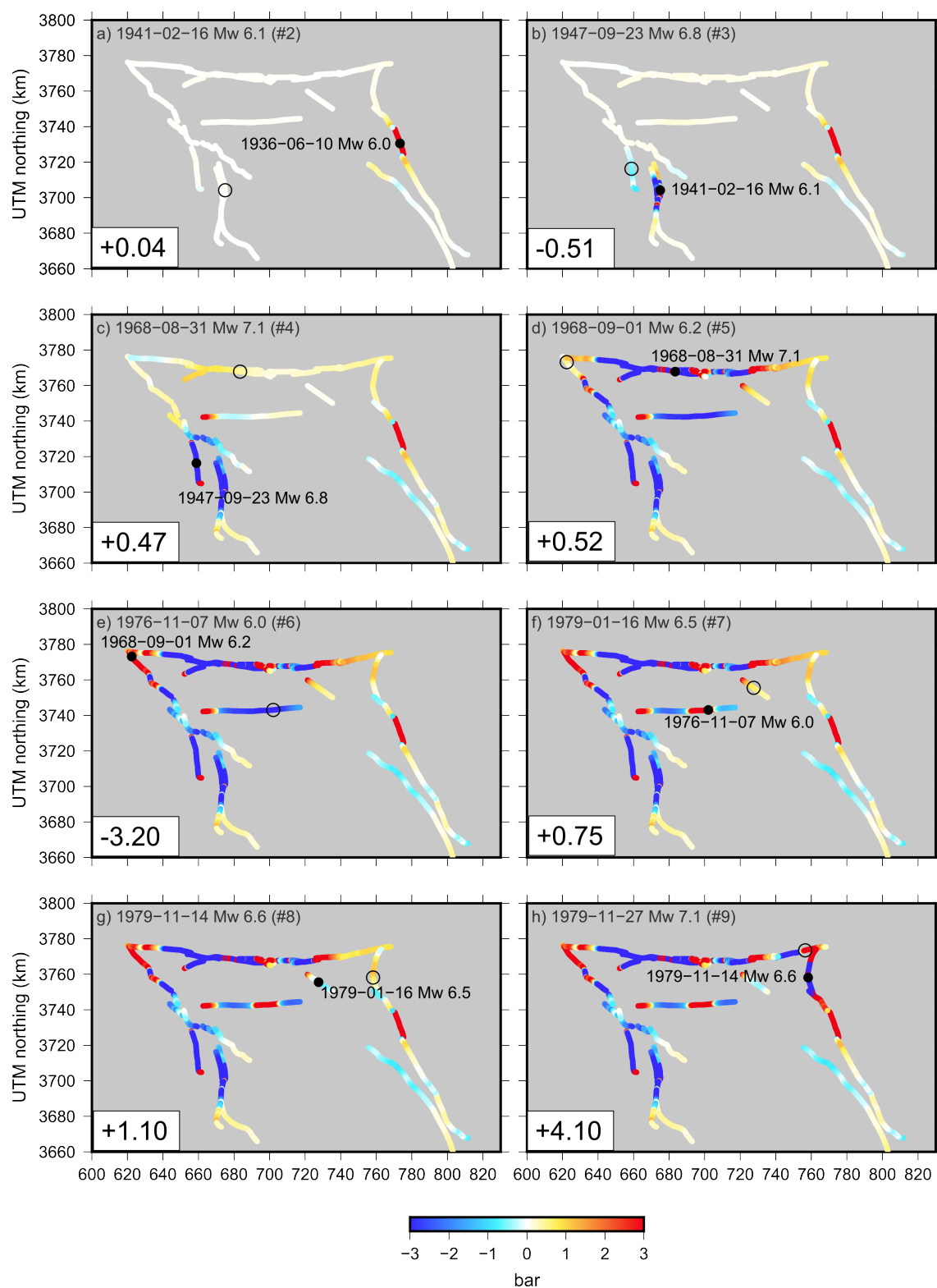


FIGURE 5.7 – Légende à la page suivante.

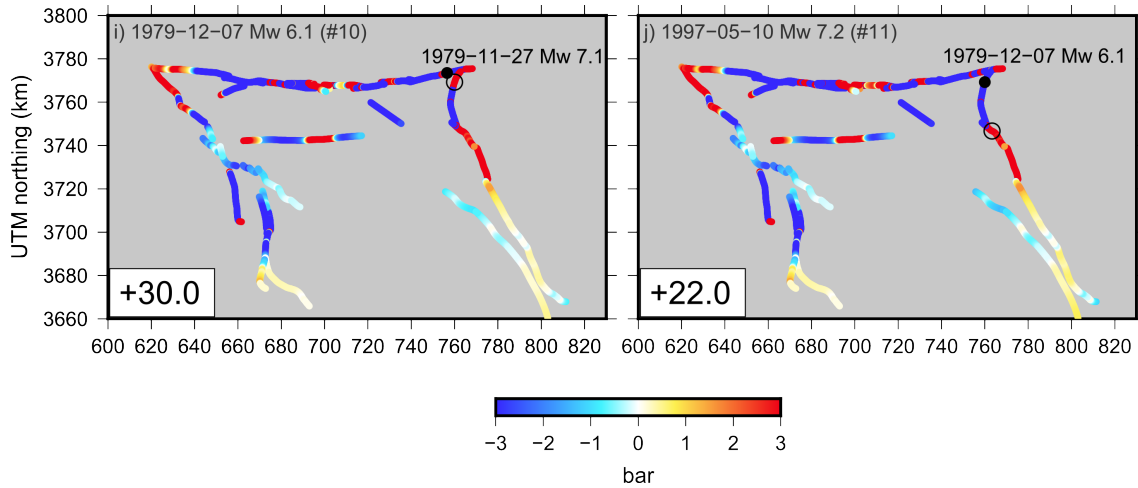


FIGURE 5.7 – (Suite) Somme des variations de contrainte de Coulomb inter-, co- et postsismiques au cours de la séquence du NE Lut. Chaque figure présente les variations de contrainte de Coulomb sur les failles du NE Lut immédiatement avant l’occurrence de chaque séisme de la séquence. Le cercle plein représente l’épicentre du dernier séisme qui a eu lieu et le cercle vide représente l’épicentre du prochain séisme. En haut de chaque figure est indiqué la date pour laquelle la variation de contrainte de Coulomb a été calculée et le numéro du séisme correspondant (date et numéro du prochain séisme à avoir lieu, Tableau 5.1). La valeur indiquée dans le rectangle en bas à gauche de chaque figure correspond à la variation de contrainte totale à l’épicentre du séisme suivant. Pour chaque figure, le profondeur de calcul est de 7.5 km et la viscosité de 1×10^{20} Pa.s.

séisme, les valeurs représentées sont calculées à l’épicentre du séisme immédiatement avant son occurrence. Pour la plupart des séismes, la variation de contrainte de Coulomb totale est dominée par la variation de contrainte de Coulomb cosismique. En effet, l’écart entre la variation totale et la variation cosismique est faible et représente entre 3% (séisme #10) et 21% (séisme #3) de la valeur totale, à l’exception des séismes #4 et #8 où il représente $\sim 60\%$ de la valeur totale. La variation de contrainte postsismique est positive ou nulle pour tous les séismes à l’exception de celui de Zirkuh (#11), et n’excède jamais 14% de la valeur absolue de la variation totale (séisme #8) et est en moyenne de 4%. Enfin, la variation de contrainte de Coulomb intersismique est toujours positive sauf pour le séisme de Zirkuh (#11). Elle est significative quand la variation de contrainte de Coulomb totale n’excède pas 1 bar (#2 à #5, #7, #8) et est négligeable dans le cas contraire (#6, #9 à #11).

La contribution de la variation de contrainte de Coulomb postsismique à la variation de contrainte de Coulomb totale dépend de la structure viscoélastique du milieu. Une viscosité plus faible que celle utilisée (1×10^{20} Pa.s) pourrait augmenter la contribution des variations de contrainte de Coulomb postsismiques, c’est pourquoi nous avons testé une viscosité de 1×10^{19} Pa.s. Tester une viscosité plus faible que 1×10^{19} Pa.s ne semblait pas raisonnable étant donné les arguments existants en faveur d’une viscosité forte (voir section 5.2.1). La différence de variation de contrainte postsismique entre la viscosité de référence (1×10^{20} Pa.s) et celle de 1×10^{19} Pa.s est faible (< 0.05 bar), excepté pour les

5.2. Transfert de contrainte de Coulomb au sein de la séquence du NE Lut

4 derniers séismes où elle peut atteindre 1 bar. Cependant, les variations de contrainte totales obtenues en utilisant une viscosité de 1×10^{19} Pa.s ne sont pas modifiées de manière significatives (Figure 5.8).

Pour résumé, la séquence du NE Lut montre une très bonne corrélation entre les zones de variation de contrainte positives et la localisation des épicentres des séismes puisque 7 des 11 séismes ont été favorisés par les séismes précédents de la séquence. La séquence du NE Lut vient donc s'ajouter au grand nombre de cas où les transferts de contrainte permettent d'expliquer la localisation des séismes successifs [e.g. [Stein et al., 1997](#); [Deng and Sykes, 1997](#); [Pollitz et al., 2003](#); [Ryder et al., 2012](#); [Shan et al., 2013](#); [Wedmore et al., 2017](#); [Mildon et al., 2017](#)].

5.2.3 Discussion

5.2.3.1 Variation de contrainte totale avant l'occurrence du séisme de Zirkuh : influence des séismes modérés

La figure 5.9 compare les variations de contrainte de Coulomb totales (co- + post- + intersismique depuis 1936) immédiatement avant l'occurrence du séisme de Zirkuh lorsque seuls les séismes de $M_w > 7$ sont considérés (Figure 5.9a) et lorsque l'ensemble des séismes de $M_w > 6$ sont considérés (Figure 5.9b). Lorsque seuls les séismes majeurs sont pris en compte, la quasi-totalité de la faille d'Abiz affiche des variations de contrainte de Coulomb négatives ou nulles (Figure 5.9a). Seule la section la plus au nord de la faille montre des variations de contrainte de Coulomb positives. Au contraire, lorsque les séismes modérés sont inclus, les trois-quarts sud de la faille ont des variations de contrainte positives de 8 bar en moyenne alors que la partie courbe de la faille, au nord, affiche des variations de contrainte largement négatives (Figure 5.9b). L'occurrence du séisme de Zirkuh a donc été principalement favorisé par les séismes modérés de la séquence du NE Lut, en particulier par les séismes de 1936 et de Korizan, qui sont responsables d'une grande partie des variations de contrainte positives sur la faille d'Abiz. Cela montre que les séismes modérés peuvent jouer un rôle primordial dans la génération de séquence de séismes majeurs [[Wang et al., 2017](#)].

La rupture de la partie courbe de la faille d'Abiz semble avoir joué un rôle d'intermédiaire pour les transferts de contrainte entre les failles conjuguées de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz. En effet, en chargeant la partie courbe de la faille d'Abiz, le séisme de Dasht-e-Bayaz a favorisé l'occurrence du séisme de Korizan, qui à son tour a contribué à l'occurrence de celui de Khuli-Boniabad et de Zirkuh (Figure 5.7d,h).

5.2.3.2 Variation de contrainte totale en 2018 sur les failles du NE Lut

Certaines failles bordant le désert du Lut ne semblent pas avoir rompu pendant la période historique [Berberian and Yeats, 1999]. C'est le cas notamment pour la faille d'Avaz-Gazik et le sud de la faille de Nauzad (Figure 5.10). La faille d'Avaz-Gazik présente une géométrie relativement simple, en particulier le long de son segment sud d'environ 120 km de long. La rupture de ce segment pourrait donc produire un séisme de magnitude supérieure à 7 [Wells and Coppersmith, 1994]. Les failles de Nauzad et d'Avaz-Gazik étant relativement proches des failles de la séquence du NE Lut, il est intéressant d'évaluer l'effet qu'a eu cette dernière sur leur état de contrainte. Ainsi nous avons calculé les variations de contrainte de Coulomb co- et postsismiques en 2018 induites par les séismes de la séquence du NE Lut sur les failles de Nauzad et d'Avaz-Gazik (Figure 5.10a). Les résultats montrent que le séisme de Zirkuh a déchargé la quasi-totalité du segment nord de la faille d'Avaz-Gazik, chargé de ~ 0.8 bar le segment sud (Figure 5.10a) et déchargé de ~ 0.5 bar la faille de Nauzad. L'ajout des variations de contrainte dues au chargement tectonique entre 1936 et 2018 augmente encore l'amplitude des variations de contrainte positives sur le segment sud de la faille d'Avaz-Gazik (~ 2.0 bar) (Figure 5.10b).

Par ailleurs, malgré l'occurrence du séisme de Zirkuh, la faille d'Abiz montre une zone de variation de contrainte positive (près de 3740 km nord). Elle correspond à une zone ayant subi de faibles glissements cosismiques durant le séisme de Zirkuh et est située entre deux zones de fort glissement [Marchandon et al., 2018]. C'est également à cet endroit que se localise un des clusters de répliques du séisme de Zirkuh [Marchandon et al., 2018]. Ces derniers ont donc pu réajuster en partie les contraintes de cette zone.

Le segment nord de la faille de Nauzad a rompu lors d'un séisme de magnitude estimée à 7 en 1493 [Berberian and Yeats, 1999]. Selon les archives historiques, aucun séisme ne semble avoir rompu la faille d'Avaz-Gazik depuis au moins le 13^{ème} siècle (voir section 2.4.1, chapitre 2). Cette dernière est donc quiescente depuis au moins 800 ans. Le temps de récurrence de la faille de l'Est Lut étant estimé à 500 ans (section 2.5, Chapitre 2), il est intéressant d'évaluer l'effet qu'a eu le séisme de Nauzad sur le segment sud de la faille d'Avaz-Gazik. Nous avons donc ajouté aux variations de contrainte de Coulomb de la figure 5.10b les variations de contrainte de coulomb cosismiques et postsismiques (en 2018) induites par le séisme historique de 1493. Les résultats montrent que le séisme historique renforce les variations de contrainte positives sur le segment sud de la faille d'Avaz-Gazik et charge également considérablement le segment sud de la faille de Nauzad (~ 1.3 bar, Figure 5.10c). N'ayant pas rompu depuis au moins 800 ans, ces deux segments de faille présentent déjà un risque élevé de rompre dans les années à venir. Les variations de contrainte dues à la séquence de séismes du NE Lut et au séisme historique de Nauzad les ont encore davantage rapproché de la rupture.

La quasi-totalité de la faille de Dasht-e-Bayaz a rompu lors des séismes de Dasht-e-Bayaz (Mw 7.1, 1968) et de Khuli-Boniabad (Mw 7.1, 1979). Seuls 20 km, à l'extrémité

5.2. Transfert de contrainte de Coulomb au sein de la séquence du NE Lut

ouest, ne semblent pas avoir rompu récemment. Cette partie de la faille a été largement chargée par la séquence du NE Lut (~ 3 bar, Figure 5.10). Si la rupture ne s'étend pas au delà des 20 km non rompus, elle pourrait conduire à un séisme de magnitude 6.6 [Wells and Coppersmith, 1994]. Un tel séisme pourrait faire de considérables dégâts dans les nombreux villages situés à une trentaine de kilomètres à la ronde (e.g Ferdows, Dasht-e-Bayaz, Gonabad).

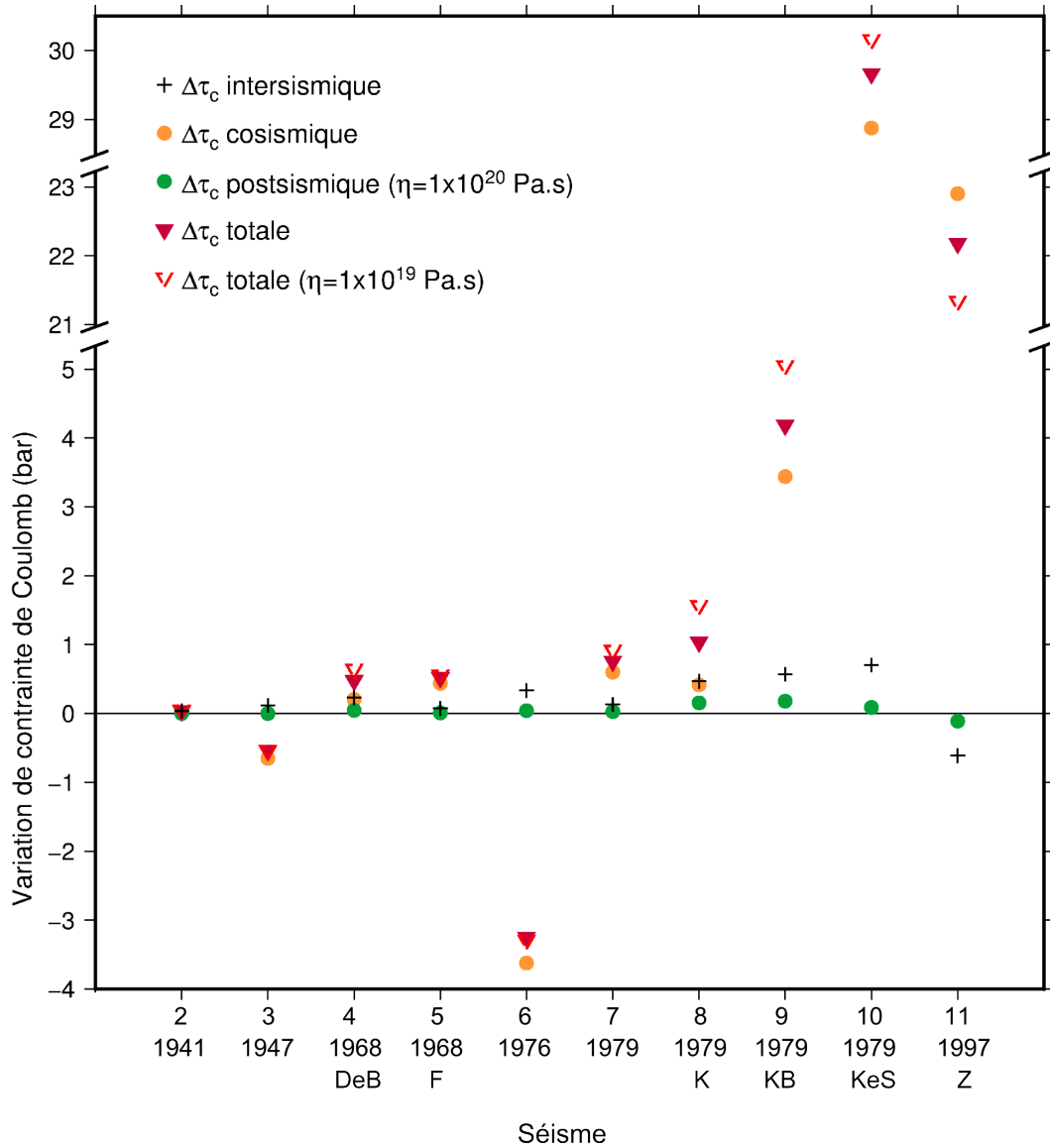


FIGURE 5.8 – Variations de contrainte de Coulomb intersismiques, cosismiques, postsismiques et totales calculées à l'épicentre de chaque séisme immédiatement avant son occurrence et générées par l'ensemble des séismes précédents de la séquence. Les variations de contrainte totales (inter- + co- + postsismique) calculées en utilisant une viscosité de 1×10^{19} Pa.s sont également montrées. Les numéros en abscisse correspondent au numéro des séismes (Tableau 5.1), auxquels sont associés leur date d'occurrence et leur nom. DeB, F, K, KB, KeS et Z veulent dire Dasht-e-Bayaz, Ferdows, Korizan, Khuli-Boniabad, Kalat-e-Shur et Zirkuh respectivement.

5.2. Transfert de contrainte de Coulomb au sein de la séquence du NE Lut

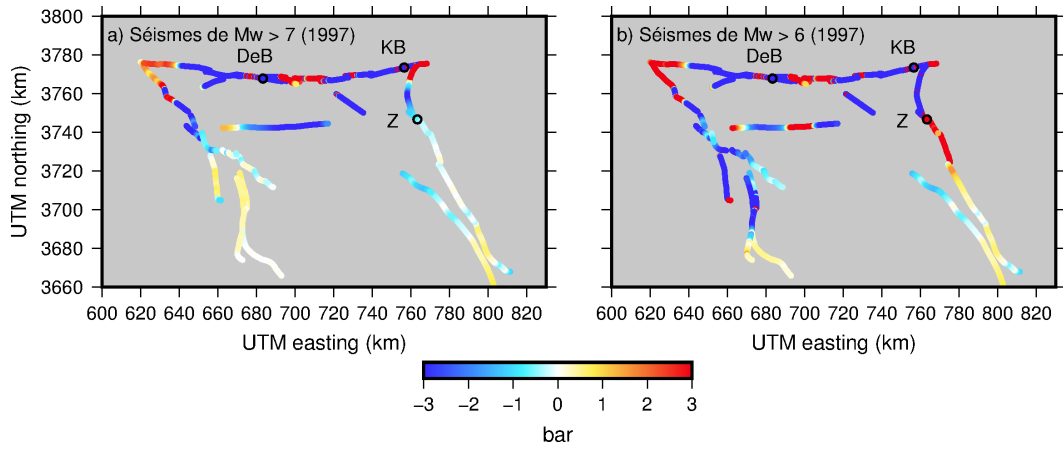


FIGURE 5.9 – Variations de contrainte totales (cosismiques + postsismiques + intersismiques) calculées immédiatement avant l'occurrence du séisme de Zirkuh (1997) lorsque l'on modélise (a) uniquement les séismes de $M_w > 7$ et (b) tous les séismes de $M_w > 6$. Les variations de contrainte de Coulomb intersismiques sont calculées entre 1936 et 1997, la profondeur de calcul est 7.5 km et la viscosité est de 1×10^{20} Pa.s

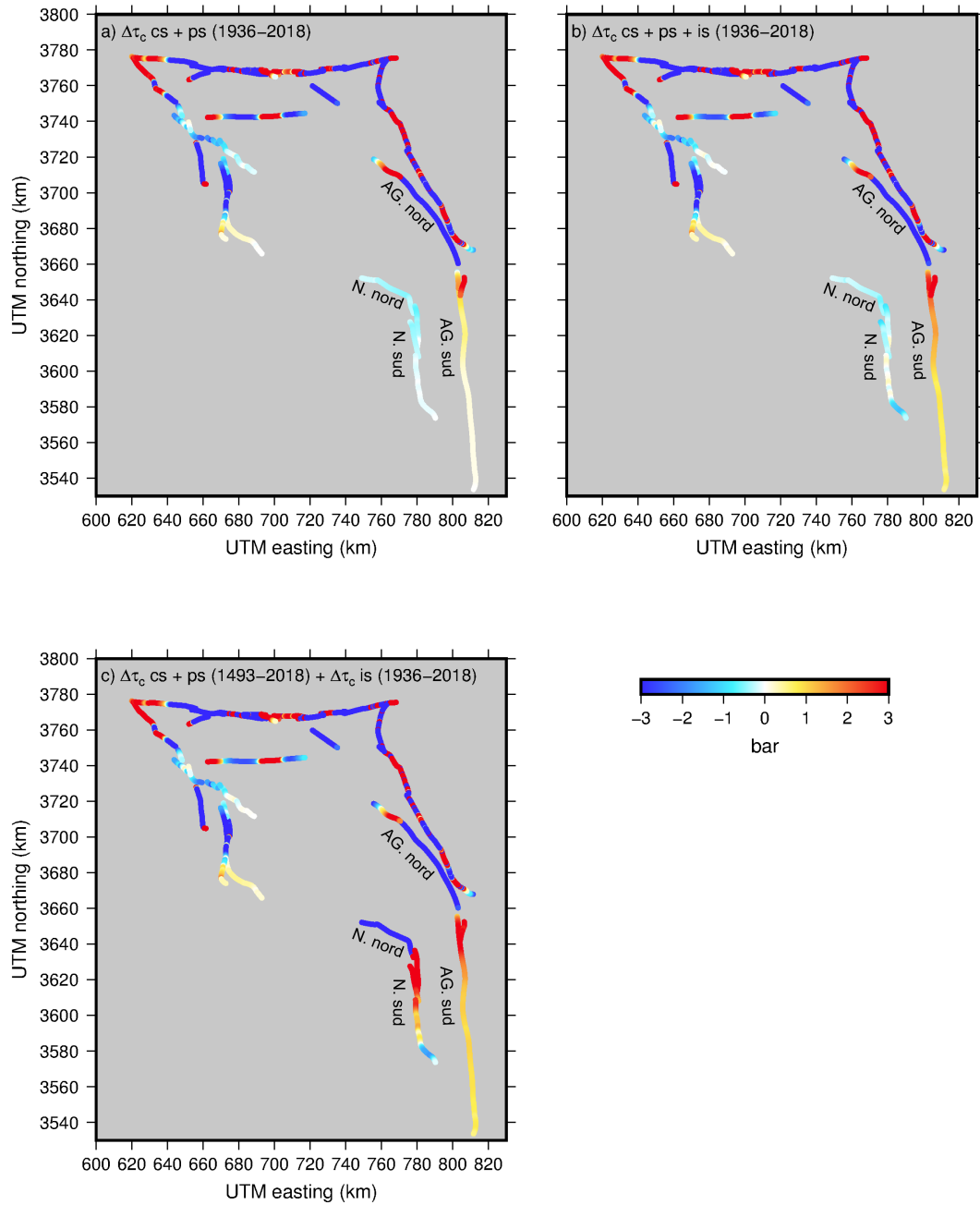


FIGURE 5.10 – Variations de contrainte de Coulomb sur les failles du NE Lut en 2018. (a) Variations de contrainte de Coulomb co- et postsismiques dues à l'ensemble des séismes de la séquence du NE Lut. (b) Variations de contrainte de Coulomb co- et postsismiques dues à l'ensemble des séismes de la séquence du NE Lut et au chargement tectonique depuis 1936. (c) Même figure que (b) mais en prenant en compte les variations de contrainte de Coulomb co- et postsismiques induites par le séisme historique de 1493 qui s'est produit sur le segment nord de la faille de Nausad. La profondeur de calcul est 7.5 km et la viscosité de 1×10^{20} Pa.s. N. et AG. veulent dire Nausad et Avaz-Gazik respectivement.

5.3 Simulation de cycles sismiques sur les failles du NE Lut

Nous nous intéressons maintenant au comportement sismique des failles du NE Lut à l'échelle de plusieurs cycles sismiques. Nous voulons notamment savoir si une séquence du type de celle du NE Lut est exceptionnelle, ou si, au contraire, les processus d'interaction entre failles favorisent l'occurrence répétée de ce type de séquence. Pour ce faire, nous utilisons un simulateur de séismes qui intègre les transferts de contrainte co- et postsismiques entre failles.

5.3.1 Méthode

Le simulateur utilisé est celui présenté dans [Chéry et al. \[2001b\]](#) et [Chéry et al. \[2001a\]](#). Le lecteur désireux d'une description détaillée de son fonctionnement est invité à se référer à ces travaux. Dans ce simulateur, chaque faille est modélisée par une masse possédant une friction statique τ_s et une friction dynamique τ_d [[Chéry et al., 2001b](#)]. Cette masse est reliée à un ressort, de rigidité K_w , qui représente le comportement élastique de la croûte. Une force de traction représentant le chargement tectonique en champ lointain est appliquée au ressort. La masse est également ancrée à un matériel viscoélastique, de temps de relaxation T_r et d'élasticité K_l , permettant de modéliser le comportement viscoélastique de la lithosphère. Lorsque la force appliquée au ressort dépasse le seuil de friction statique de la masse, celle-ci se déplace, simulant un séisme [[Chéry et al., 2001b,a](#)]. Le glissement cosismique u est contrôlé par la friction statique et dynamique de la faille selon l'équation suivante :

$$u = \frac{2(\tau_s - \tau_d)}{K_l + K_w} \quad (5.4)$$

La chute de contrainte cosismique $\Delta\tau^{co}$ est quant à elle calculée suivant la formulation suivante [[Parsons et al., 1988](#)] :

$$\Delta\tau^{co} = CG \frac{u}{W} \quad (5.5)$$

où C est une constante géométrique proche de 1, G est le module de cisaillement (Pa), u le glissement cosismique (m) et W représente la largeur du plan de faille (m).

Après avoir rompu, la faille se recharge au cours du temps via 2 processus : le chargement tectonique et la relaxation viscoélastique postsismique de la lithosphère (Figure 5.11a). Lorsque les couches viscoélastiques de la lithosphère sont entièrement relaxées, la chute de contrainte résiduelle $\Delta\tau^{rel}$ est calculée à l'aide de l'équation 5.5 en remplaçant la largeur de la faille par sa longueur [[Chéry et al., 2001b](#), et Figure 5.11a]. Un troisième processus influe sur le niveau de contrainte de la faille : les transferts de contrainte co- et postsismiques provenant des séismes se produisant sur les autres failles du système (Figure 5.11). La contrainte τ_i sur la faille i au temps t après qu'un séisme se soit produit au temps

t_i est donc égale à :

$$\tau_i(t) = \underbrace{\tau_i}_{\text{contrainte initiale}} + \underbrace{\dot{\sigma}(t - t_i)}_{\text{chargement séculaire}} - \underbrace{\Delta\tau_i^{co} e^{-(t-t_i)/T_r} - \Delta\tau_i^{rel}(1 - e^{-(t-t_i)/T_r})}_{\text{relaxation de contrainte locale}} + \underbrace{\sum_{j=1, j \neq i}^N \Delta CFS_{ij}^{CO} + \Delta CFS_{ij}^{POST}(t)}_{\text{variation de contrainte due aux séismes distants}}$$

avec $\dot{\sigma}$ le taux de chargement tectonique (bar/an), $\Delta\tau_i^{co}$ la chute de contrainte cosismique (bar), $\Delta\tau_i^{rel}$ la chute de contrainte résiduelle après relaxation des couches viscoélastiques de la lithosphère (bar), T_r le temps de relaxation des couches viscoélastiques de la lithosphère (an), ΔCFS_{ij}^{CO} la variation de contrainte de Coulomb cosismique sur la faille i causée par la rupture de la faille j (bar) et ΔCFS_{ij}^{POST} la variation de contrainte postsismique sur la faille i causée par la rupture de la faille j (bar) (Figure 5.11).

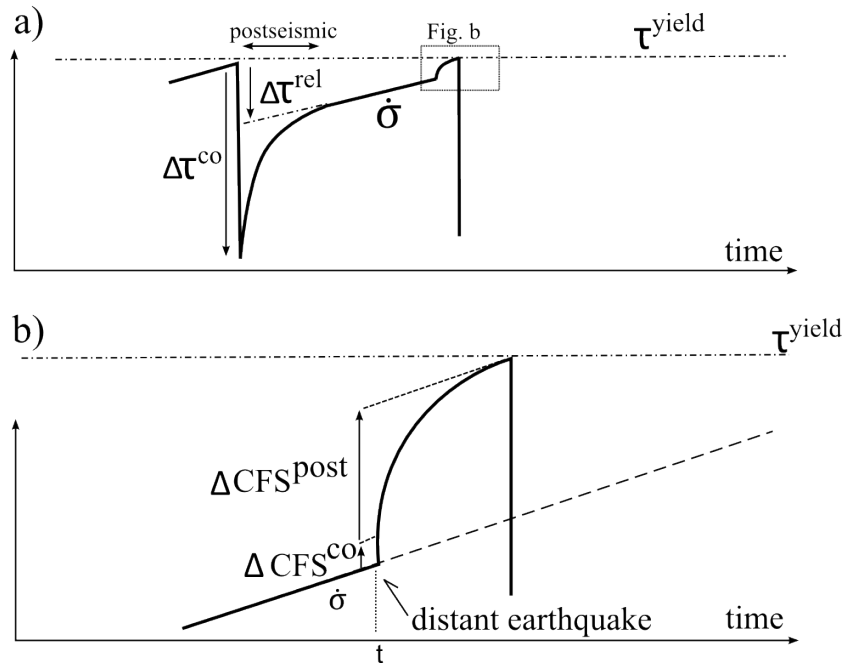


FIGURE 5.11 – Évolution des contraintes sur une faille au cours du cycle sismique. (a) Après un séisme, la chute de contrainte cosismique $\Delta\tau^{co}$ évolue vers une chute de contrainte résiduelle $\Delta\tau^{rel}$ après relaxation des couches viscoélastiques de la lithosphère. Ensuite, la contrainte augmente via le chargement tectonique linéaire ($\dot{\sigma}$). (b) Un séisme sur une faille voisine induit des variations de contrainte cosismique (ΔCFS^{CO}) et postsismique (ΔCFS^{POST}) capables d'éloigner ou de rapprocher la faille de son seuil de rupture (τ^{yield}). Figure modifiée d'après Chéry et al. [2001a].

5.3. Simulation de cycles sismiques sur les failles du NE Lut

De cette façon, les contraintes sur chaque faille du système sont calculées au cours du temps et un catalogue de séismes est généré. Les failles intégrées dans le simulateur correspondent à celles rompues lors de la séquence du NE Lut. Seule la faille sur laquelle s'est produit le séisme #7 n'est pas intégrée à cause de l'incertitude sur sa géométrie (Figure 5.1 et Tableau 5.1). Lorsque son seuil de friction statique est atteint, chaque faille subit un glissement cosismique u égal au glissement moyen que la faille a subi lors du séisme de la séquence du NE Lut qui lui correspond. Une variabilité de 2% est imposée à la friction dynamique τ_d afin d'introduire une variabilité dans ce glissement cosismique. Un temps de récurrence de 1000 ans est imposé pour les séismes se produisant sur la faille de Dasht-e-Bayaz (#4, #9) et de 500 ans pour ceux se produisant sur la faille d'Abiz (#1, #8, #10 et #11). Ces temps de récurrence sont contraints par la vitesse de glissement des failles en faisant l'hypothèse d'un glissement d'environ 2 m par séisme. La vitesse de glissement des autres failles de la séquence n'étant pas connue, un temps de récurrence de 1000 ans est arbitrairement imposé (#2, #3, #5 et #6). Les variations de contrainte cosismiques et postsismiques dues à la rupture d'une faille sur les autres failles du système sont calculées à l'épicentre de chaque séisme de la même façon que dans la partie précédente (section 5.2.1). La source des séismes et les paramètres utilisés sont également identiques à ceux utilisés précédemment. Les variations de contrainte cosismiques et postsismiques après relaxation complète de la lithosphère générées par la rupture de chaque faille sur les autres failles du système sont représentées sur la figure 5.12 et dans le tableau 5.3. La figure 5.12 montre notamment que le séisme de Zirkuh (# 11) engendre une variation de contrainte cosismique négative à l'épicentre du séisme de Dasht-e-Bayaz (# 4) qui est amplifiée par les déformations postsismiques. En revanche, il engendre des variations de contrainte co- et postsismiques largement positives à l'épicentre du séisme de Khuli-Boniabad (# 9).

Dans un premier temps, nous avons réalisé trois tests simulant uniquement les trois principaux séismes de la séquence (#4, #9 et #11) avec trois viscosités différentes (tests 1 à 3, Tableau 5.4). La simulation à 3 failles avec une viscosité de 1×10^{20} Pa.s représente la simulation de référence (test 1, Tableau 5.4). Dans un second temps, nous avons fait tourner le simulateur sur l'ensemble des failles de la séquence du NE Lut avec une viscosité de 1×10^{20} Pa.s (test 4, Tableau 5.4) dans le but de voir l'effet des séismes modérés sur les résultats obtenus. D'autres simulations testant le temps de récurrence sont également présentées (tests 5 et 6, Tableau 5.4). Pour les tests à trois failles, un catalogue de 40000 séismes a été généré. Pour les tests à 10 failles, un catalogue de 150000 séismes a été généré dans le but de garder un nombre équivalent de séismes par faille dans les tests à 3 et à 10 failles.

Chapitre 5. La séquence du NE Lut : interactions entre failles et reproductibilité dans le temps

TABLEAU 5.3 – Matrices d’interaction cosismique et postsismique

Matrice d'interaction cosismique (bar)											
Failles sources	Failles réceptrices										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
	1	-	0.00	0.00	-0.00	0.00	-0.00	0.04	0.02	0.00	0.23
	2	0.01	-	-0.47	0.01	0.00	-0.03	-0.00	-0.01	-0.00	0.01
	3	0.02	-2.82	-	-0.06	0.03	-0.15	0.03	-0.01	-0.03	0.00
	4	-0.30	0.26	0.16	-	1.19	-2.57	-0.02	0.53	0.30	-0.25
	5	0.00	0.00	0.00	0.01	-	0.01	0.00	0.00	-0.00	-0.00
	6	-0.00	-0.05	-0.02	-0.18	0.00	-	0.02	-0.01	-0.01	-0.01
	8	0.25	-0.01	0.01	0.04	0.01	0.05	-	0.25	17.87	9.00
	9	-0.17	-0.28	-0.12	1.19	0.10	-1.94	-4.58	-	10.68	0.84
	10	0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	-0.02	1.19	-0.64	-	0.18
	11	-26.22	0.03	0.02	-0.10	0.04	-0.07	-143.69	2.96	33.48	-
Matrice d'interaction postsismique après relaxation complète de la lithosphère (bar)											
Failles sources	Failles réceptrices										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
	1	-	0.04	0.03	-0.01	0.00	0.02	0.15	0.09	0.03	-0.03
	2	0.03	-	0.04	0.05	0.00	-0.01	-0.01	-0.02	-0.02	0.02
	3	0.12	0.28	-	0.08	0.06	0.34	0.21	0.10	-0.02	-0.14
	4	-0.40	0.85	0.55	-	0.91	-0.25	0.50	1.27	0.83	-0.73
	5	-0.00	0.02	0.04	-0.03	-	-0.03	-0.00	0.00	-0.01	0.00
	6	0.01	-0.04	0.00	-0.01	0.01	-	0.06	-0.01	-0.04	-0.05
	8	0.40	-0.01	0.06	0.17	0.03	0.16	-	1.60	1.90	-0.33
	9	0.62	-0.63	-0.28	1.66	0.32	-1.41	1.44	-	3.50	0.67
	10	0.02	-0.04	-0.03	0.01	0.01	-0.07	0.33	0.40	-	0.01
	11	7.72	0.42	0.35	-0.16	0.04	0.24	6.69	3.32	2.98	-

TABLEAU 5.4 – Tests réalisés. DeB, KB et Z veulent dire Dasht-e-Bayaz, Khuli-Boniabad et Zirkuh respectivement.

Test	Nbre de failles simulées	Tps de récurrence (ans)			Viscosité (Pa.s)	Tps de relaxation (ans)
		DeB	KB	Z		
1	3	1000	1000	500	1×10^{20}	105
2	3	1000	1000	500	2.8×10^{19}	30
3	3	1000	1000	500	5×10^{20}	530
4	10	1000	1000	500	1×10^{20}	105
5	3	1000	1000	1000	1×10^{20}	105
6	3	2000	2000	1000	1×10^{20}	105

5.3. Simulation de cycles sismiques sur les failles du NE Lut

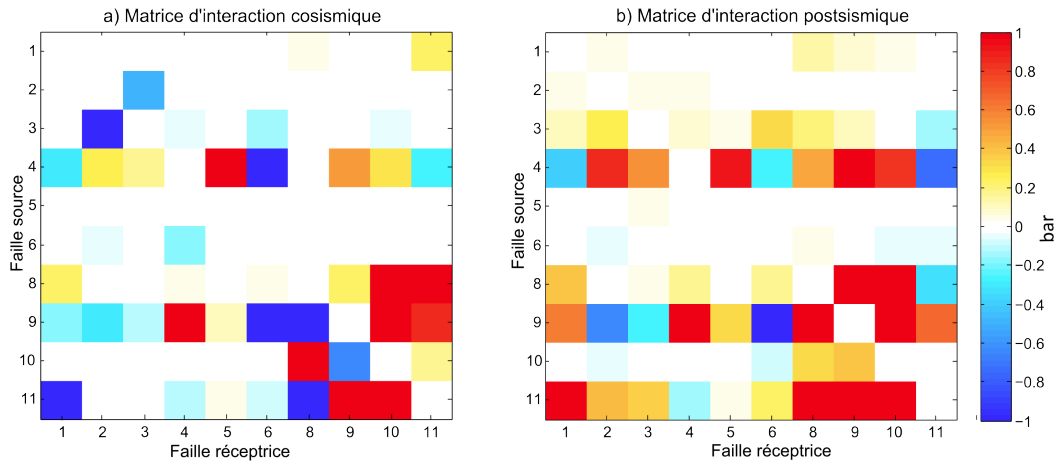


FIGURE 5.12 – Variations de contrainte (a) cosismiques et (b) postsismiques lorsque la lithosphère est totalement relaxée générées par une faille (ligne) sur les autres failles du système (colonne). Les paramètres des failles sources et réceptrices sont les mêmes que dans la partie précédente. La faille #7 n'est pas représentée car elle n'a pas été incluse dans la modélisation.

5.3.2 Résultats

Les figures 5.13-5.16 présentent les résultats des 4 premiers tests réalisés. A gauche de chaque figure est représentée la fréquence des périodes inter-séismes pour trois cas différents : (1) sans interaction entre failles, (2) avec interactions cosismiques seulement et (3) avec interactions co- et postsismiques. La période inter-séismes est définie comme le temps écoulé entre deux séismes successifs sans distinction de faille. A droite de chaque figure sont représentés le nombre et le type de séquences sismiques produites dans les trois cas. Une séquence est définie comme un groupe de séismes se produisant sur une durée inférieure à 60 ans (durée de la séquence du NE Lut). Nous cherchons à détecter ici seulement les séquences impliquant les trois principaux séismes de la séquence, à savoir les séismes de Dasht-e-Bayaz, de Khuli-Boniabad et de Zirkuh. Seules les séquences impliquant ces trois séismes sont donc représentées à l'aide d'une succession de lettre où « a » représente le séisme de Dasht-e-Bayaz, « b » le séisme de Khuli-Boniabad, et « c » le séisme de Zirkuh. Une séquence « abc » correspond donc à la séquence observée entre 1968 et 1997 (occurrence du séisme de Dasht-e-Bayaz en premier, puis de celui de Khuli-Boniabad et enfin de celui de Zirkuh). Dans le test à 10 failles, une séquence « abc » peut donc contenir des séismes sur d'autres failles (que nous ne cherchons pas à représenter) et dans un ordre qui peut être différent de celui observé lors de la séquence du NE Lut. Enfin, en haut de chaque figure est indiqué, entre parenthèse, le temps de récurrence moyen des trois séismes principaux dans la simulation sans interaction, avec interactions cosismiques et avec interactions co- et postsismiques.

La figure 5.13 présente les résultats du test de référence (test 1, Tableau 5.4). Sans

interaction entre failles, la distribution des périodes inter-séismes est uniforme avec une fréquence d'environ 5%. L'ajout des interactions cosismiques entraîne une augmentation drastique des périodes inter-séismes inférieures ou égales à 10 ans dont la fréquence atteint 40%. L'ajout des contributions postsismiques diminue de 50% la fréquence des périodes inférieures ou égales à 10 ans (20%) mais augmente celle des périodes inférieures ou égales à 50 ans par rapport au cas avec interactions cosismiques seules. Ainsi, les transferts de contrainte co- et postsismiques permettent de générer un grand nombre de séismes groupés dans le temps.

Sans interaction, la simulation produit 5547 séquences sismiques dont 4% seulement impliquent les 3 failles (Figure 5.13). Parmi les séquences à 2 failles, les séquences impliquant le séisme de Zirkuh sont deux fois plus fréquentes que les autres, en raison du temps de récurrence imposé qui est deux fois plus petit pour ce séisme que pour ceux de Dasht-e-Bayaz et de Khuli-Boniabad (Tableau 5.4). Aucun type de séquence particulier ne se distingue parmi les séquences à 3 failles. Avec interactions cosismiques, le nombre total de séquences double quasiment, avec 9409 séquences générées dont 15% sur trois failles. Les interactions postsismiques renforcent l'effet des interactions cosismiques en augmentant encore le nombre total de séquences (11710) et le pourcentage de séquences à trois failles (19%). La distribution du type de séquence n'est plus uniforme lorsque les interactions co- et postsismiques sont prises en compte. On observe une drastique augmentation du nombre de séquences « cb » parmi les séquences à deux failles, et du nombre de séquences « cba » parmi les séquences à trois failles (Figure 5.13).

Avec une viscosité plus faible (test 2, Tableau 5.4) et sans interaction, les résultats sont similaires à ceux du test 1 (Figure 5.14). Avec interactions co- et postsismiques, le nombre total de séquences est légèrement plus important (13923 vs 11710 dans le test 1) ainsi que le pourcentage de séquence à 3 failles (27% vs 19% dans le test 1). La distribution du type de séquence est similaire au test 1. Avec une viscosité plus forte (test 3, Tableau 5.4), le contraire se produit. Le nombre total de séquences diminue légèrement (9553) et le pourcentage de séquence à 3 failles également (10%) (Figure 5.15). Pour ce test, l'ajout des interactions postsismiques influence très peu le nombre de séquences obtenues et la distribution des types de séquence. En effet, plus la viscosité est forte, plus les couches viscoélastiques de la lithosphère mettent du temps à se relaxer entièrement et par conséquent, moins les transferts de contrainte postsismiques ont d'effet sur les temps courts.

Dans les trois tests précédents, les temps de récurrence moyens des séismes dans le cas avec interactions cosismiques changent peu par rapport à ceux imposés. Dans le test de référence (test 1), avec interactions co- et postsismiques, les temps de récurrence moyens des séismes de Dasht-e-Bayaz et de Khuli-Boniabad diminuent d'environ 50% et celui du séisme de Zirkuh diminue d'environ 20%. Plus la viscosité est faible, plus la diminution du temps de récurrence moyen par rapport à la valeur imposée est forte (test 2 vs test 3).

5.3. Simulation de cycles sismiques sur les failles du NE Lut

a. Dasht-e-Bayaz (1005 – 1007 – 519 yrs)

b. Khuli-Boniabad (998 – 992 – 352 yrs)

c. Zirkuh (502 – 502 – 416 yrs)

Relaxation time: 105 yrs

Viscosity: 1×10^{20} Pa.s

Total number of earthquakes: 40000

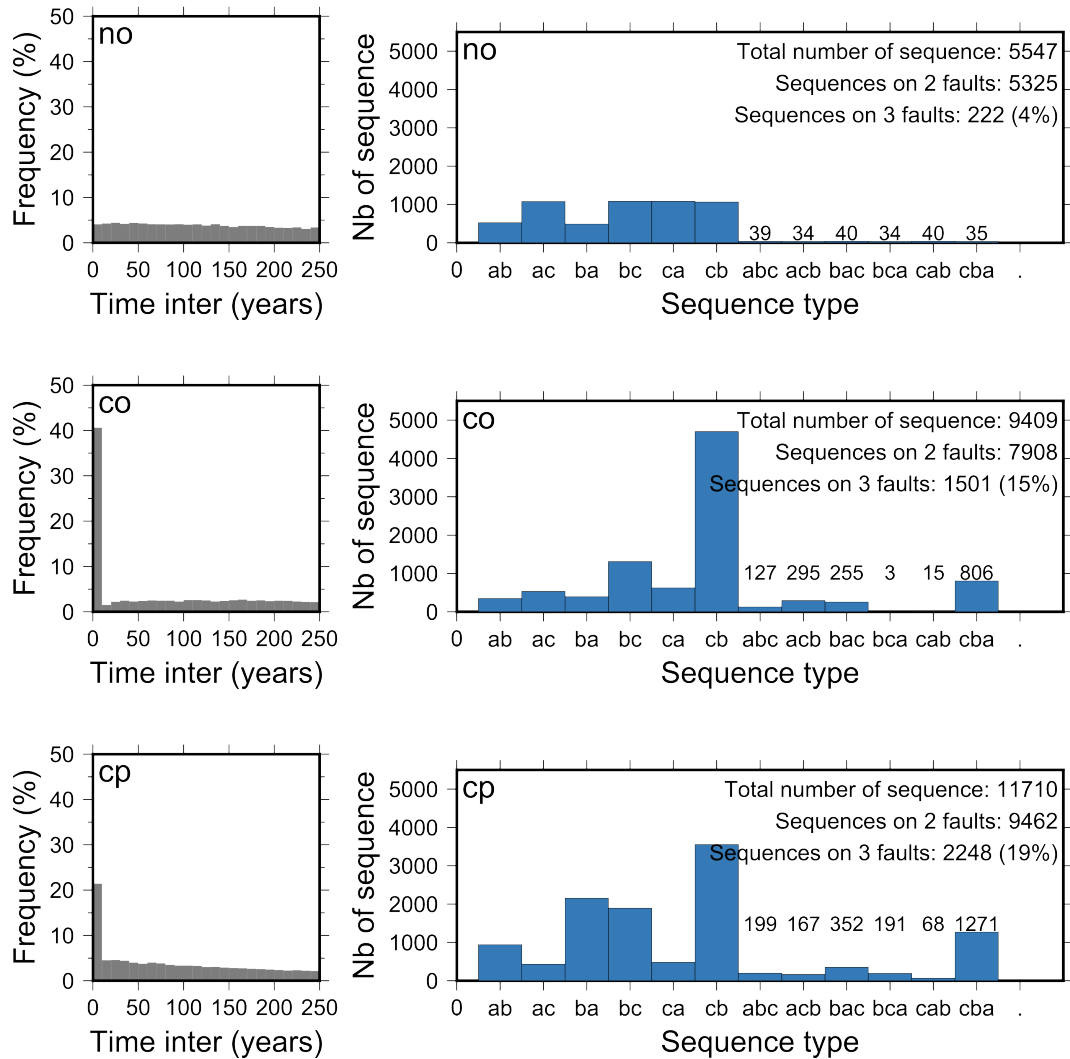


FIGURE 5.13 – Test 1. A gauche : histogrammes des périodes inter-séismes dans le catalogue de séismes sans interaction entre les failles (no), avec interactions cosismiques (co) et avec interactions co- et postsismiques (cp). A droite : histogrammes des types de séquences générées. Lorsque le nombre de séquences est très faible, la valeur est indiquée au-dessus du type de séquence. En haut, entre parenthèses, est indiqué le temps de récurrence moyen des trois séismes principaux dans le cas sans interaction, avec interactions cosismiques et avec interactions co- et postsismiques. La viscosité est de 1.0×10^{20} Pa.s. Les lettres « a », « b » et « c » représentent les séismes de Dasht-e-Bayaz, de Khuli-Boniabad et de Zirkuh respectivement.

Chapitre 5. La séquence du NE Lut : interactions entre failles et reproductibilité dans le temps

a. Dasht-e-Bayaz (1004 – 1005 – 509 yrs)

b. Khuli-Boniabad (996 – 996 – 348 yrs)

c. Zirkuh (503 – 502 – 414 yrs)

Relaxation time: 30 yrs

Viscosity: 2.8×10^{19} Pa.s

Total number of earthquakes: 40000

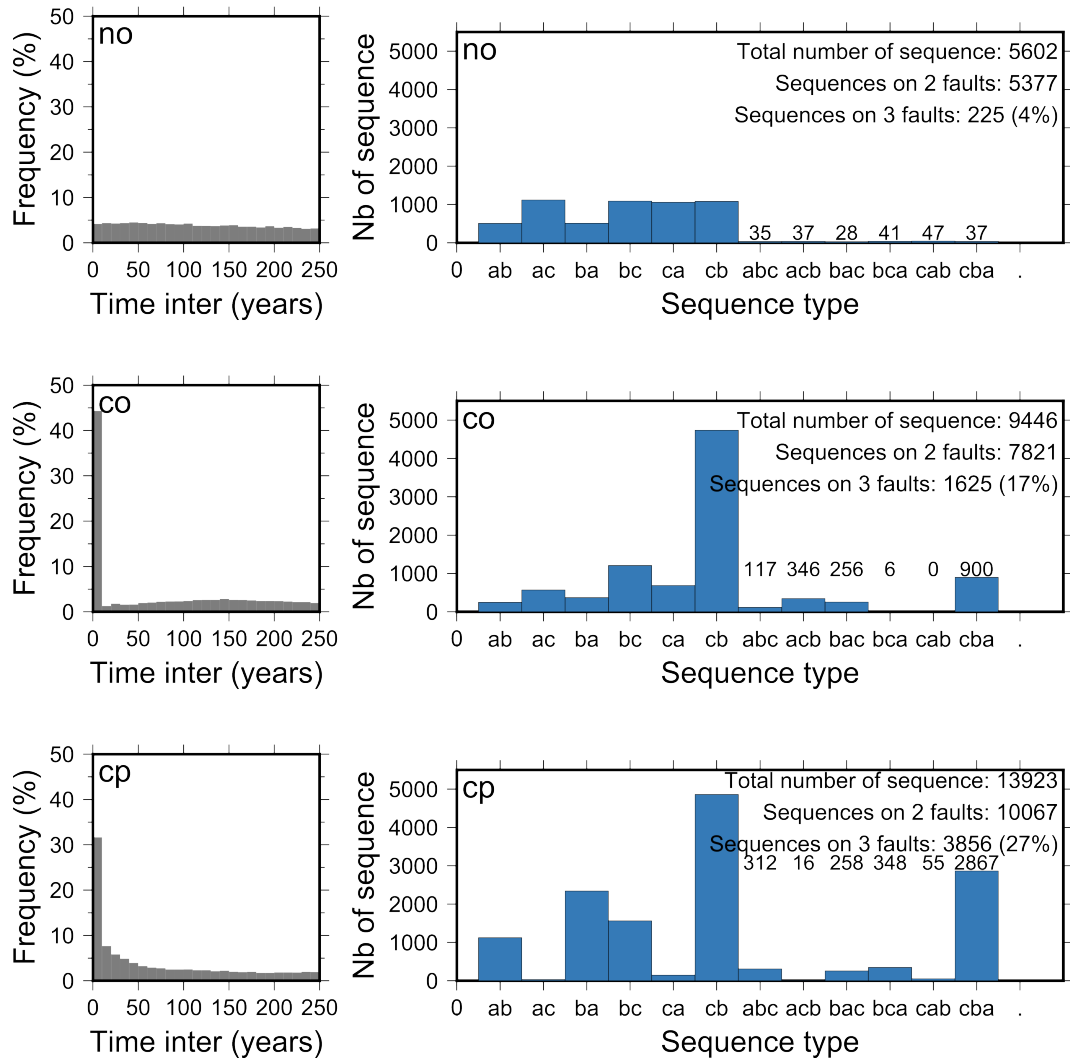


FIGURE 5.14 – Test 2. A gauche : histogrammes des périodes inter-séismes dans le catalogue de séismes sans interaction entre les failles (no), avec interactions cosismiques (co) et avec interactions co- et postsismiques (cp). A droite : histogrammes des types de séquences générées. Lorsque le nombre de séquences est très faible, la valeur est indiquée au-dessus du type de séquence. En haut, entre parenthèses, est indiqué le temps de récurrence moyen des trois séismes principaux dans le cas sans interaction, avec interactions cosismiques et avec interactions co- et postsismiques. La viscosité est de 2.8×10^{19} Pa.s. Les lettres « a », « b » et « c » représentent les séismes de Dasht-e-Bayaz, de Khuli-Boniabad et de Zirkuh respectivement.

5.3. Simulation de cycles sismiques sur les failles du NE Lut

a. Dasht-e-Bayaz (1007 – 974 – 637 yrs)

b. Khuli-Boniabad (997 – 803 – 429 yrs)

c. Zirkuh (502 – 495 – 439 yrs)

Relaxation time: 530 yrs

Viscosity: 5×10^{20} Pa.s

Total number of earthquakes: 40000

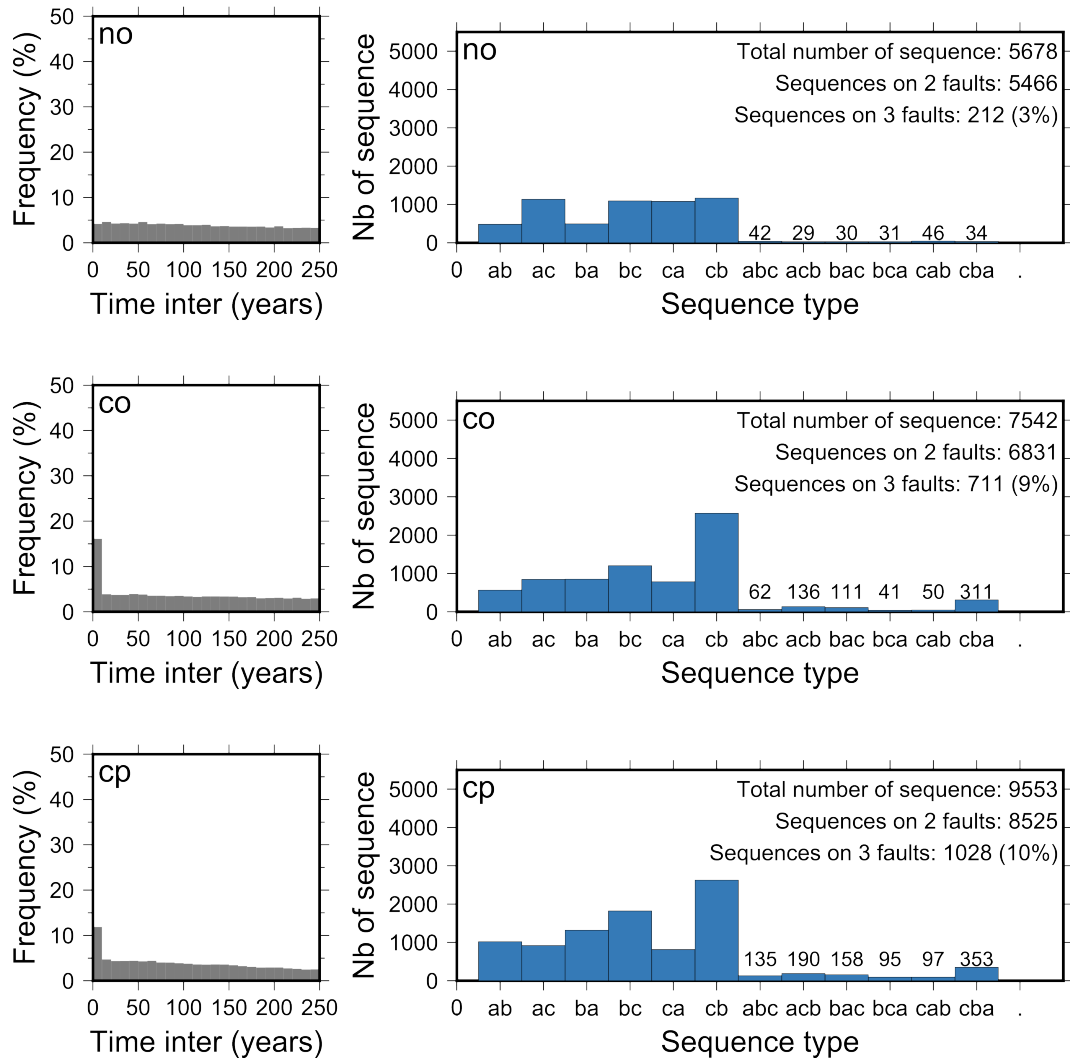


FIGURE 5.15 – Test 3. A gauche : histogrammes des périodes inter-séismes dans le catalogue de séismes sans interaction entre les failles (no), avec interactions cosismiques (co) et avec interactions co- et postsismiques (cp). A droite : histogrammes des types de séquences générées. Lorsque le nombre de séquences est très faible, la valeur est indiquée au-dessus du type de séquence. En haut, entre parenthèses, est indiqué le temps de récurrence moyen des trois séismes principaux dans le cas sans interaction, avec interactions cosismiques et avec interactions co- et postsismiques. La viscosité est de 5.0×10^{20} Pa.s. Les lettres « a », « b » et « c » représentent les séismes de Dasht-e-Bayaz, de Khuli-Boniabad et de Zirkuh respectivement.

Chapitre 5. La séquence du NE Lut : interactions entre failles et reproductibilité dans le temps

a. Dasht-e-Bayaz (1007 – 1005 – 537 yrs)

b. Khuli-Boniabad (997 – 994 – 375 yrs)

c. Zirkuh (501 – 495 – 387 yrs)

Relaxation time: 105 yrs

Viscosity: 1×10^{20} Pa.s

Total number of earthquakes: 150000

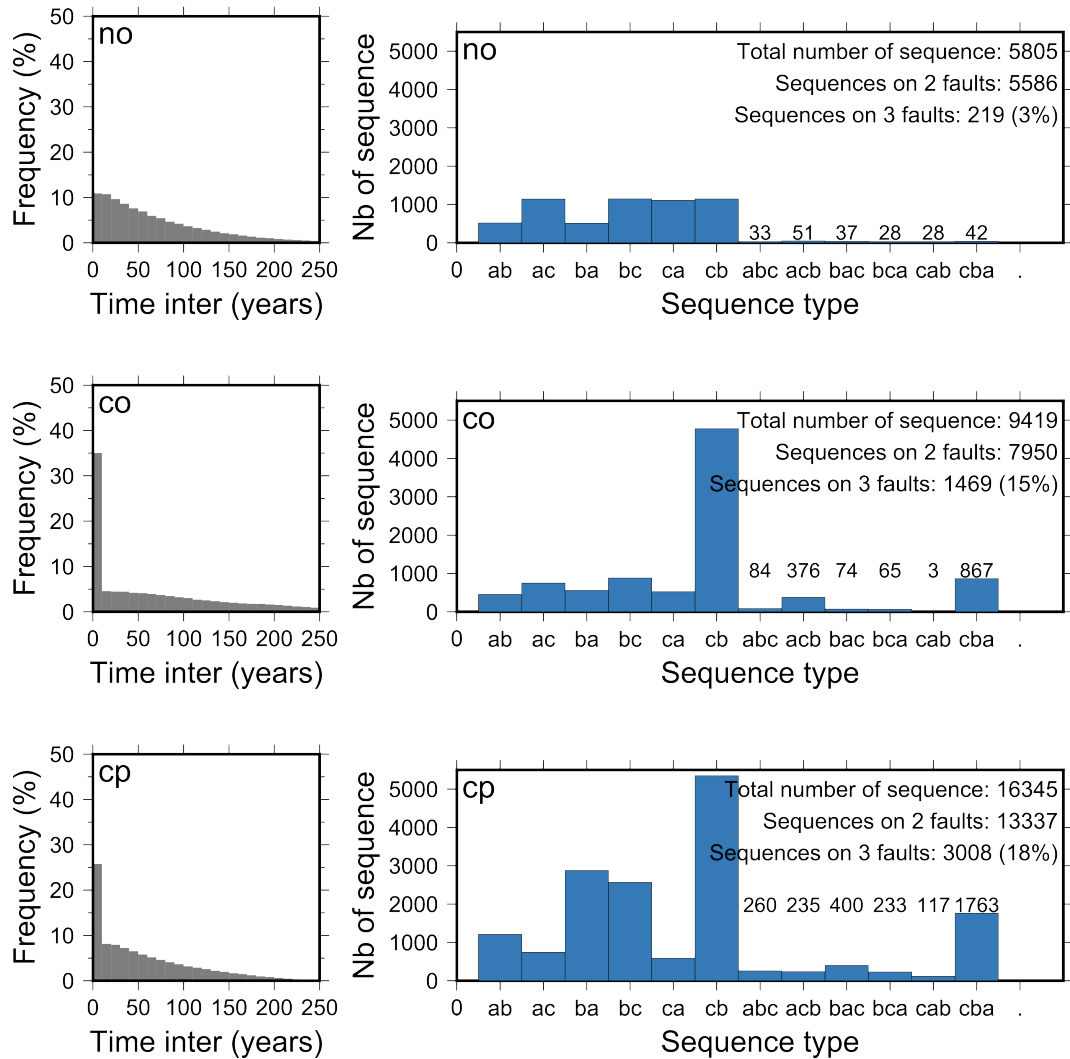


FIGURE 5.16 – Test 4. A gauche : histogrammes des périodes inter-séismes dans le catalogue de séismes sans interaction entre les failles (no), avec interactions cosismiques (co) et avec interactions co- et postsismiques (cp). A droite : histogrammes des types de séquences générées. Lorsque le nombre de séquences est très faible, la valeur est indiquée au-dessus du type de séquence. En haut, entre parenthèses, est indiqué le temps de récurrence moyen des trois séismes principaux dans le cas sans interaction, avec interactions cosismiques et avec interactions co- et postsismiques. La viscosité est de 1.0×10^{20} Pa.s. Les lettres « a », « b » et « c » représentent les séismes de Dasht-e-Bayaz, de Khuli-Boniabad et de Zirkuh respectivement.

5.3. Simulation de cycles sismiques sur les failles du NE Lut

Enfin, la figure 5.16 montre les résultats de la simulation à 10 failles (test 4, Tableau 5.4). Sans interaction, les périodes inter-séismes ne sont plus distribuées de manière uniforme, on observe une fréquence maximale de 10% pour les périodes courtes (≤ 10 ans) qui diminue progressivement vers les périodes inter-séismes plus longues. La prise en compte des interactions co- et postsismiques augmente, comme précédemment, la fréquence des périodes courtes. La distribution du type de séquence générée dans les trois configurations est similaire à celle des tests avec 3 failles. Alors que le nombre total de séquences sismiques dans le cas sans interaction et avec interactions cosismiques est similaire à celui du test à trois failles (5602 et 9446 vs. 5547 et 9409 dans le cas à trois failles), le nombre total de séquences dans le cas avec interactions co- et postsismiques est significativement supérieur (16345 vs. 11710) et est 3 fois plus grand que le nombre total de séquences sans interaction.

5.3.3 Discussion

5.3.3.1 Nombre de séquences sismiques et temps de récurrence des séismes : rôle des transferts de contrainte et du temps de relaxation

Les simulations réalisées montrent que les transferts de contrainte favorisent l'occurrence répétée de séquences de séismes et permettent donc de synchroniser les ruptures au sein du système de failles du NE Lut [Chéry et al., 2001b,a]. L'effet des transferts de contrainte postsismiques est beaucoup plus important que celui des transferts de contrainte cosismiques. En effet, le test de référence montre que les transferts de contrainte cosismiques doublent le nombre de séquences générées tandis que l'ajout des transferts de contrainte postsismiques le décuple (test 1, Figure 5.13). Ceci s'explique par le fait que lorsque les transferts de contrainte postsismiques sont pris en compte, les failles se rechargent plus rapidement, comme l'atteste la diminution du temps de récurrence moyen des séismes.

L'influence des transferts de contrainte postsismiques est dépendante du temps de relaxation de la lithosphère. Plus ce dernier est faible par rapport au temps de récurrence imposé, plus l'impact des transferts de contrainte postsismiques est grand et par conséquent, plus le nombre de séquences générées est grand. Par ailleurs, si le temps de récurrence imposé est inférieur au temps qu'il faut à la lithosphère pour se relaxer entièrement, alors les transferts de contrainte postsismiques participeront peu à la production de séquences de séismes.

Lorsqu'un grand nombre de failles est impliqué dans la simulation, les interactions co- et postsismiques permettent de synchroniser les ruptures d'un plus grand nombre de failles au sein d'un système. Ceci est illustré par la figure 5.17 montrant la distribution des séquences produites en fonction du nombre de séismes qu'elles contiennent pour la simulation à 10 failles (test 4, Tableau 5.4). La simulation avec interactions co- et postsismiques produit

un plus grand nombre de séquences impliquant plus de 3 failles que la simulation sans interaction. Par exemple, la simulation sans interaction produit moins de 50 séquences à 6 failles tandis que celle avec interactions en produit environ 500.

Par ailleurs, les transferts de contrainte favorisent la rupture de certaines failles par rapport à d'autres. Ceci est illustré par la figure 5.18 montrant la proportion des différentes failles rompues dans chaque type de séquence lors de la simulation à 10 failles (test 4, Tableau 5.4). Sans interaction, quel que soit le nombre de séismes dans une séquence, les 10 failles modélisées rompent en proportion équivalente relativement à leur temps de récurrence (Figure 5.18a). Avec interactions co- et postsismiques, les proportions ne sont plus équivalentes (Figure 5.18b). Les failles #1 et #7 ne rompent plus car le séisme de Zirkuh engendre des variations de contrainte cosismiques très négatives à leur épicerentre (Figure 5.12 et Tableau 5.3). D'autres failles rompent davantage. C'est notamment le cas de la faille représentant le séisme de Kalat-e-Shur (# 10), dont la rupture est favorisée par les séismes de Zirkuh et de Khuli-Boniabad.

5.3.3.2 Incertitude sur le temps de récurrence des failles : impact sur les résultats

Le temps de récurrence des séismes sur les failles du NE Lut est mal connu. Pour connaître l'impact de l'attribution d'un temps de récurrence erroné sur les résultats, nous avons réalisé deux autres tests à trois failles (tests 5 et 6, Tableau 5.4). Dans le test 5, nous avons imposé un temps de récurrence de 1000 ans pour toutes les failles, dans le test 6 nous avons doublé les temps de récurrence du test de référence.

Lorsque les failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz ont le même temps de récurrence (test 5), le nombre de séquences à deux failles incluant Zirkuh diminue en faveur de celles ne l'incluant pas car les interactions co- et postsismiques sont davantage favorables entre les séismes de Dasht-e-Bayaz et de Khuli-Boniabad qu'entre ces deux séismes et celui de Zirkuh (Figure 5.12).

Lorsque l'on double les temps de récurrence des failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz (test 6), le nombre de séquences générées dans le cas avec interactions co- et postsismiques et la distribution du type de séquence sont similaires au test de référence. Le test 6 montre également que plus le temps de récurrence est long, plus les transferts de contrainte favorisent la mise en place de séismes groupés dans le temps. En effet, dans le cas de référence, le nombre de séquences obtenues avec interactions est 2 fois plus important que sans interaction (11710 vs 5547). Lorsque les temps de récurrence sont doublés (Figure 5.20), le nombre de séquences obtenues avec interactions est 3.7 fois plus important que sans interaction (10611 vs 2856).

5.3. Simulation de cycles sismiques sur les failles du NE Lut

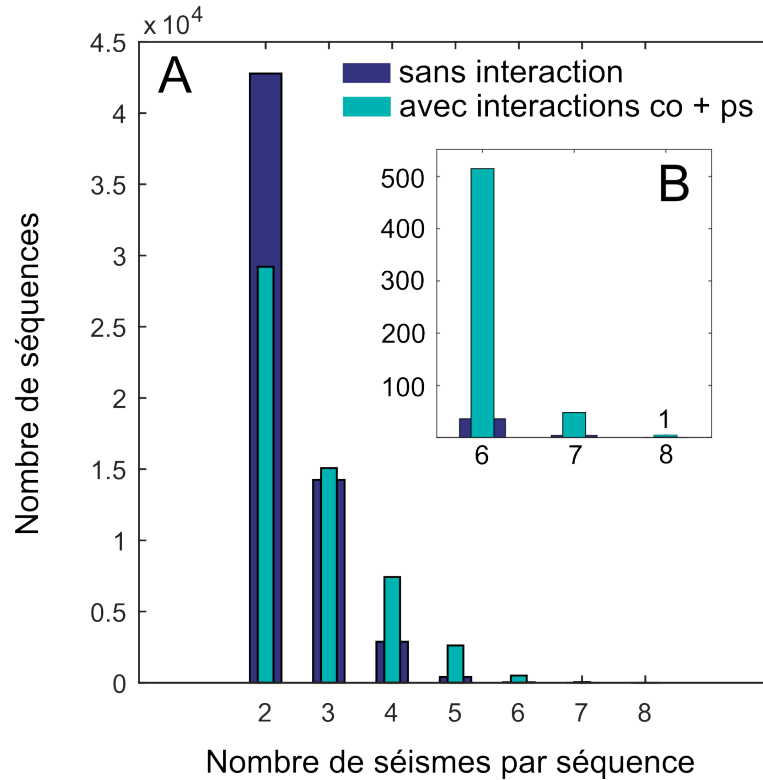


FIGURE 5.17 – a. Distribution des séquences dans la simulation à 10 failles (test 4) en fonction du nombre de séismes qu’elles contiennent dans le cas sans interaction et avec interactions co- et postsismiques. b. Zoom de la figure 5.17a.

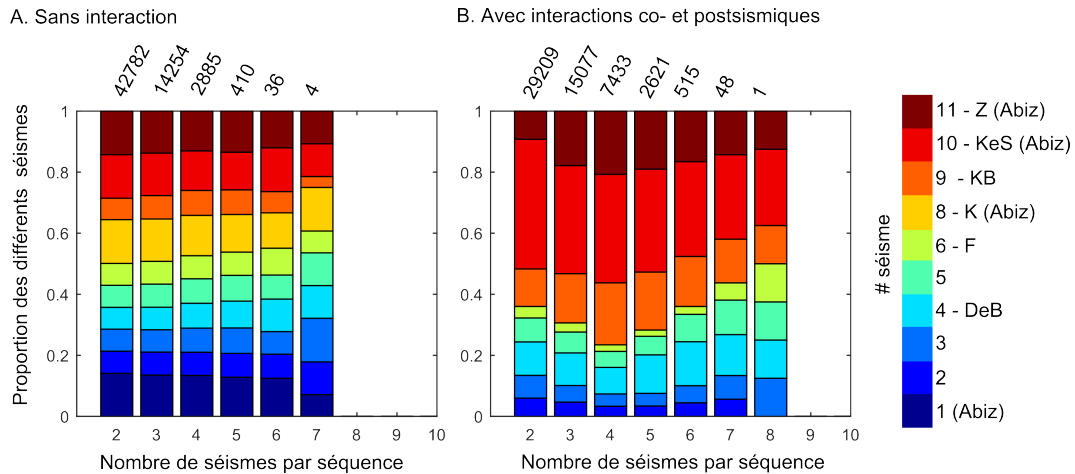


FIGURE 5.18 – Proportion de chaque séisme dans chaque type de séquence dans la simulation sans interaction (a) et avec interactions co- et postsismiques (b). Le nombre au-dessus de chaque bâtonnet représente le nombre total de séquences du type correspondant. Par exemple, il s’est produit 42782 séquences à deux failles dans la simulation sans interaction. DeB, F, K, KB, KeS et Z veulent dire Dasht-e-Bayaz, Ferdows, Korizan, Khuli-Boniabad, Kalat-e-Shur et Zirkuh respectivement. Les ruptures se produisant sur la faille d’Abiz sont indiquées dans la légende par « (Abiz) ».

Chapitre 5. La séquence du NE Lut : interactions entre failles et reproductibilité dans le temps

a. Dasht-e-Bayaz (1008 – 1007 – 584 yrs)

b. Khuli-Boniabad (998 – 997 – 477 yrs)

c. Zirkuh (1001 – 1003 – 797 yrs)

Relaxation time: 105 yrs

Viscosity: 1×10^{20} Pa.s

Total number of earthquakes: 40000

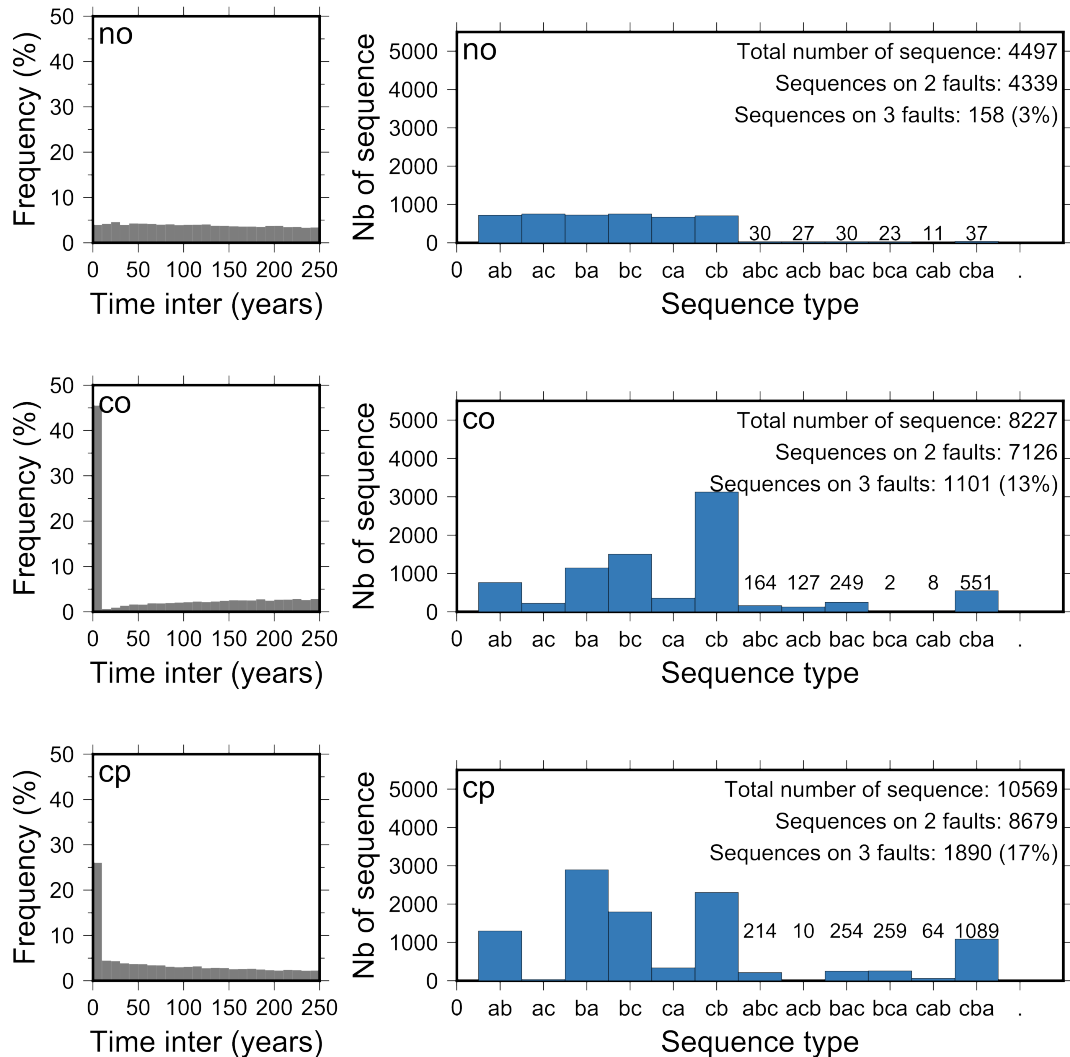


FIGURE 5.19 – Test 5 : Même simulation que le modèle de référence (test 1) avec un temps de récurrence de 1000 ans pour chacune des failles. A gauche : histogrammes des périodes inter-séismes dans le catalogue de séismes sans interaction entre les failles (no), avec interactions cosismiques (co) et avec interactions co- et postsismiques (cp). A droite : histogrammes des types de séquences générées. Lorsque le nombre de séquences est très faible, la valeur est indiquée au-dessus du type de séquence. En haut, entre parenthèses, est indiqué le temps de récurrence moyen des trois séismes principaux dans le cas sans interaction, avec interactions cosismiques et avec interactions co- et postsismiques. La viscosité est de 1.0×10^{20} Pa.s. Les lettres « a », « b » et « c » représentent les séismes de Dasht-e-Bayaz, de Khuli-Boniabad et de Zirkuh respectivement.

5.3. Simulation de cycles sismiques sur les failles du NE Lut

a. Dasht-e-Bayaz (2007 – 2006 – 1022 yrs)

b. Khuli-Boniabad (1997 – 1996 – 695 yrs)

c. Zirkuh (1003 – 1003 – 826 yrs)

Relaxation time: 105 yrs

Viscosity: 1×10^{20} Pa.s

Total number of earthquakes: 40000

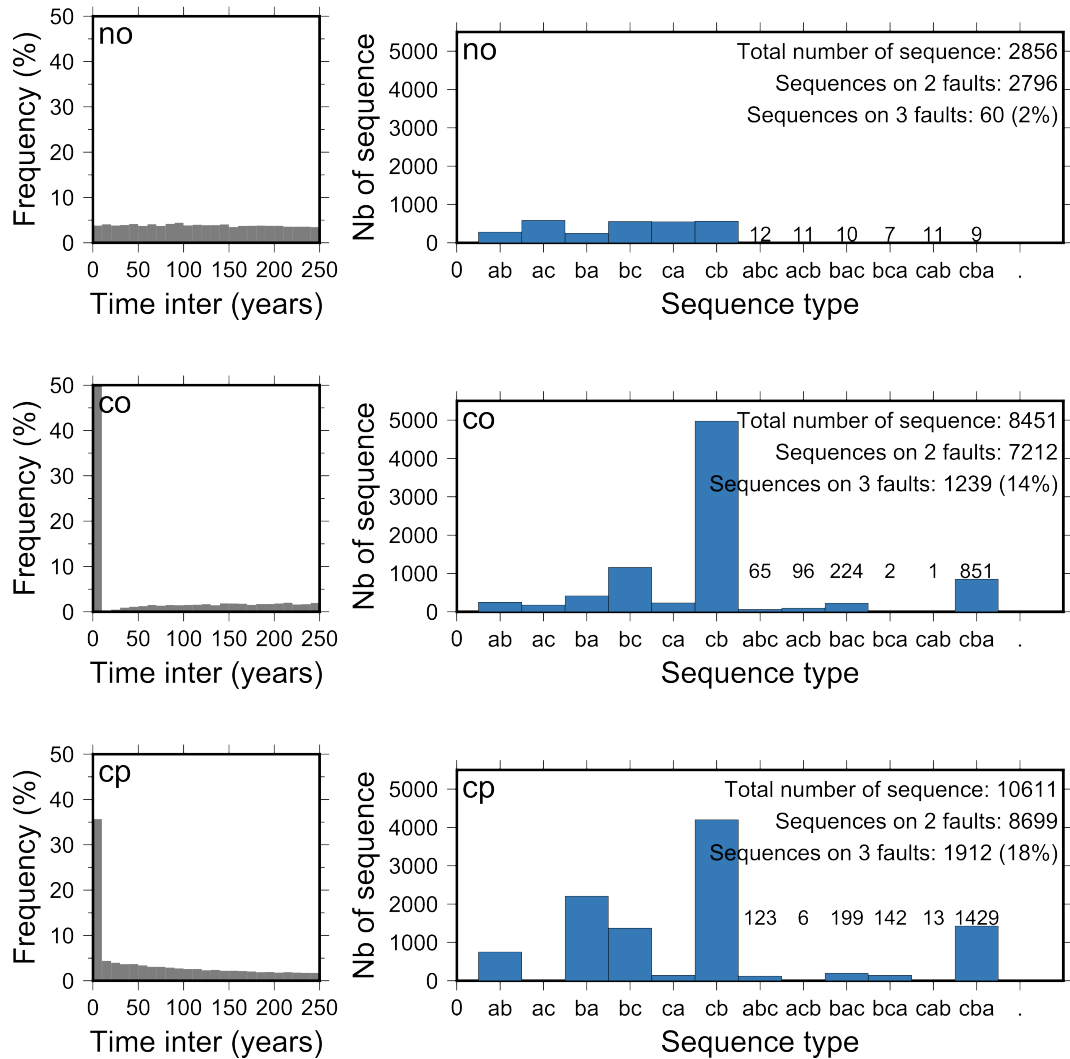


FIGURE 5.20 – Test 6 : Même simulation que le modèle de référence (test 1) avec un temps de récurrence doublé pour chacune des failles. A gauche : histogrammes des périodes inter-séismes dans le catalogue de séismes sans interaction entre les failles (no), avec interactions cosismiques (co) et avec interactions co- et postsismiques (cp). A droite : histogrammes des types de séquences générées. Lorsque le nombre de séquences est très faible, la valeur est indiquée au dessus du type de séquence. En haut, entre parenthèses, est indiqué le temps de récurrence moyen des trois séismes principaux dans le cas sans interaction, avec interactions cosismiques et avec interactions co- et postsismiques. La viscosité est de 1.0×10^{20} Pa.s. Les lettres « a », « b » et « c » représentent les séismes de Dasht-e-Bayaz, de Khuli-Boniabad et de Zirkuh respectivement.

5.4 Conclusion

5.4.1 Paramètres contrôlant l'occurrence des séquences sur le court-terme et le long-terme

Dans la première partie de ce chapitre, les variations de contrainte de Coulomb co-, post- et intersismiques au cours de la séquence de séismes du NE Lut ont été calculées. Nous avons d'abord montré que la géométrie de la rupture source a un impact significatif sur les variations de contrainte de Coulomb calculées, en particulier si la distance entre les failles source et réceptrice est courte. Il est donc crucial de modéliser les ruptures sources de la manière la plus précise possible (i.e rupture multi-segmentée et glissement distribué) pour pouvoir estimer de manière robuste les transferts de contrainte au cours des séquences de séismes.

Malgré une modélisation précise des séismes sources de Dasht-e-Bayaz et de Khuli-Boniabad, les variations de contrainte de Coulomb qu'ils induisent sont négatives à l'épicentre du séisme de Zirkuh. Pour pouvoir favoriser l'occurrence de ce dernier, il est essentiel d'inclure les séismes modérés dans la modélisation. Nous avons également montré que les variations de contrainte de Coulomb postsismiques induites par les séismes de la séquence sont négligeables par rapport aux variations de contrainte de Coulomb cosismiques. Les transferts de contrainte postsismiques n'ont donc pas contribué de manière significative à l'occurrence de la séquence de séismes du NE Lut.

La simulation d'un catalogue de séismes sur les failles du NE Lut a montré que les interactions co- et postsismiques étaient nécessaires à la mise en place répétée de séquences de séismes et que l'impact des interactions postsismiques était largement supérieur à celui des interactions cosismiques pour des temps de relaxation faibles. Les transferts de contrainte postsismiques permettent de recharger les failles du système plus rapidement et abaissent ainsi leur temps de récurrence. Pour finir, les simulations ont montré que le nombre de séquences incluant les trois séismes principaux n'augmentait pas de manière significative avec l'ajout des séismes modérés dans la simulation.

Pour conclure, d'après cette étude, ce ne sont donc pas les mêmes facteurs qui permettent d'expliquer la séquence de séismes observée et la reproduction de séquences sur le système de failles. Alors que les séismes modérés et les transferts de contrainte cosismiques sont essentiels à la mise en place de la séquence du NE Lut, ce sont surtout les transferts de contrainte postsismiques modulés par la viscosité de la lithosphère qui contrôlent la synchronisation des failles et donc la production d'une multitude de séquences de séismes sur le long-terme.

5.4.2 La séquence de séismes du NE Lut est-elle exceptionnelle ?

La séquence de séismes du NE Lut s'explique bien en termes de variation de contrainte de Coulomb puisque 7 des 11 séismes de la séquence se sont produits dans des lobes de

5.4. Conclusion

variation de contrainte de Coulomb positive. Cependant à l'échelle de plusieurs cycles sismiques successifs, cette séquence semble plutôt exceptionnelle. En effet, les simulations réalisées dans la deuxième partie de ce chapitre montrent que bien que les séquences impliquant les trois séismes majeurs dans l'ordre où ils se sont produits existent, elles ne sont pas les plus représentées. Que l'on prenne en compte les séismes modérés dans la simulation ou non, la séquence de séismes qui se produit préférentiellement est celle qui implique d'abord le séisme de Zirkuh, puis celui de Khuli-Boniabad et enfin celui de Dasht-e-Bayaz.

Chapitre 6

Conclusions et perspectives

6.1 Retour sur la démarche et résultats majeurs

L’objectif de cette thèse était d’étudier une séquence de séismes s’étant produite au sein d’un système de failles à la configuration géométrique complexe afin d’évaluer si (1) les transferts de contrainte co- et postsismiques permettaient d’expliquer la succession de séismes de la séquence et (2) s’ils permettaient à long-terme de synchroniser les ruptures des failles du système. Pour atteindre cet objectif, la démarche consistait à mesurer l’ensemble des déformations de surface produites par une séquence de séismes afin de connaître le plus précisément possible les caractéristiques des séismes, dans le but d’intégrer ces informations dans des modélisations de transfert de contrainte. Nous avons appliqué cette démarche à la séquence de séismes du NE Lut qui s’est produite entre 1936 et 1997 au NE de l’Iran.

Notre étude montre que la succession de séismes de la séquence du NE Lut peut être expliquée par les processus de transfert de contrainte. Cette thèse contribue donc à valider l’hypothèse des transferts de contrainte de Coulomb dans un cas complexe. Pour entièrement valider cette hypothèse, l’étude d’autres séquences de séismes du même type devra être entreprise. Dans le cas de séquences où les séismes majeurs sont mieux connus, la démarche que nous avons adoptée pourra être allégée en utilisant les informations disponibles dans la littérature (e.g. cartographie précise de la rupture de surface, modèle de glissement existant, etc) pour modéliser les transferts de contrainte. Cela permettra l’étude d’un plus grand nombre de séquences.

Dans notre cas, les séismes majeurs de la séquence étaient peu connus, en particulier le séisme de Khuli-Boniabad pour lequel très peu d’informations étaient disponibles dans la littérature. La démarche adoptée était donc nécessaire et a permis d’augmenter de manière significative nos connaissances sur trois séismes de la séquence du NE Lut. Ce travail a également permis d’apporter de nouvelles observations sur l’impact de la géométrie de la

faille dans la propagation de la rupture et d'analyser l'influence des données proche-faille dans l'estimation de la source des séismes. Dans les sections ci-après, nous revenons sur les principaux résultats de cette thèse.

6.1.1 Observation des déformations au cours de la séquence du NE Lut

La première étape de la démarche adoptée consistait à mesurer les déformations de surface causées par la séquence de séismes du NE Lut. Le principal challenge de cette étape était de réussir à mesurer le champ de déplacements causé par les séismes de la séquence qui se sont produits avant l'ère de la géodésie moderne (pre-1990). Ce défi a été relevé avec succès. En effet, bien que nous ne disposions pas de données de qualité suffisante pour mesurer les déplacements causés par le séisme de Dasht-e-Bayaz (Mw 7.1, 1968), nous avons réussi à mesurer pour la première fois le champ de déplacements du séisme historique de Khuli-Boniabad (Mw 7.1, 1979). Nous avons également mesuré les déplacements proche-faille du séisme de Zirkuh (Mw 7.2, 1997), pour lequel il n'existait jusqu'à présent que des données InSAR ne couvrant pas le champ proche. Enfin, nous avons réussi à détecter les décalages sur la faille produits par un séisme historique modéré, le séisme de Korizan (Mw 6.6, 1979). C'est la première fois que les déplacements produits par un séisme historique de si petite taille sont mesurés par corrélation d'images optiques. Notre étude confirme donc non seulement la capacité de cette technique à mesurer le champ de déplacements de surface des séismes anciens majeurs, mais montre également qu'elle est utilisable pour étudier les séismes anciens modérés dans le cas où ces derniers ont produit des déplacements de surface suffisants. En exploitant les archives de photos aériennes et satellites historiques, cette technique nous donne donc l'opportunité d'augmenter nos connaissances sur un grand nombre de séismes continentaux s'étant produits avant l'ère géodésique moderne.

6.1.2 Complexités géométriques des failles et propagation de la rupture

L'analyse des champs de déplacements de surface des séismes de Khuli-Boniabad et de Zirkuh ont permis d'apporter de nouvelles observations concernant le rôle des complexités géométriques des failles sur la propagation de la rupture. En effet, notre étude montre que les séismes de Khuli-Boniabad et de Zirkuh sont caractérisés par la rupture de plusieurs segments principaux dont les intersegments, correspondant aux zones de déplacement minimal, sont localisés au niveau des complexités géométriques de la faille (i.e. zone de relais, changement d'azimut). Pour ces deux séismes, la propagation de la rupture semble avoir été stoppée par de larges barrières géométriques conduisant à d'importants déplacements verticaux en fin de rupture. Enfin, la maturité des failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz semblent avoir joué un rôle sur les ruptures des séismes de Khuli-Boniabad et de Zirkuh. En effet, les deux séismes ont un glissement moyen en surface équivalent mais la

6.1. Retour sur la démarche et résultats majeurs

longueur de rupture du séisme de Zirkuh est deux fois plus grande que celle du séisme de Khuli-Boniabad. Nous suggérons que ces différences sont liées à la différence de maturité structurale des failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz, la faille de Dasht-e-Bayaz étant moins mature que celle d'Abiz.

6.1.3 Apport des données proche-faille dans les modèles de glissement

Le nouveau jeu de données optiques décrivant les déplacements proche-faille du séisme de Zirkuh nous a donné l'occasion de revisiter son modèle de source en inversant conjointement les données InSAR et optiques. L'objectif principal était d'évaluer l'impact des données proche-faille sur le modèle de source obtenu. Nos résultats montrent que les données proche-faille sont nécessaires pour contraindre de manière fiable la géométrie de la faille ainsi que la distribution et l'amplitude du glissement. Le modèle obtenu pend de $\sim 80^\circ\text{O}$ dans la moitié nord de la faille, de $\sim 75^\circ\text{E}$ dans la moitié sud et montre trois zones de fort glissement ($> 3\text{ m}$) séparées par des zones de faible glissement ($< 1\text{ m}$). Les zones de faible glissement en profondeur sont localisées aux complexités géométriques de la faille d'Abiz et sont également corrélées avec la localisation des répliques du séisme de Zirkuh. Ces résultats suggèrent que le séisme de Zirkuh a rompu trois aspérités séparées par des barrières géométriques qui ont entravé la propagation de la rupture. Pour finir, contrairement à de nombreux modèles, notre modèle de source ne présente pas de déficit de glissement en surface à l'exception du segment central. Nous interprétons ce déficit de glissement comme étant dû à de la déformation distribuée dans des dépôts quaternaires non consolidés.

6.1.4 Transfert de contrainte au sein de la séquence de séismes du NE Lut et synchronisation des ruptures

La modélisation des transferts de contrainte au cours de la séquence du NE Lut montre que 7 des 11 séismes de la séquence se sont produits dans des zones de variation de contrainte de Coulomb positive. Les tests réalisés montrent que la prise en compte de géométries de rupture et de distributions de glissement réalistes (i.e. rupture multi-segmentée et glissement distribué) est essentielle pour estimer de manière robuste les transferts de contrainte, en particulier quand source et récepteur sont proches. De plus, notre étude montre que le séisme de Zirkuh a essentiellement été favorisé par les séismes modérés de la séquence. Par ailleurs, contrairement à d'autres séquences de séismes (e.g. séquence Landers/Hector-Mine, séquence des séismes mongoles), les déformations postsismiques causées par la relaxation viscoélastique de la lithosphère n'ont pas contribué de manière significative à l'occurrence de la séquence de séismes du NE Lut.

Dans certains cas, les variations de contrainte de Coulomb positives semblent être corrélées avec l'amplitude du glissement ou l'extension spatiale des ruptures suivantes.

C'est notamment le cas pour les séismes de Korizan, de Khuli-Boniabad et de Kalat-e-Shur. Cela suggère que le calcul des variations de contrainte de Coulomb, associé à la connaissance précise des complexités géométriques des failles, pourrait être utilisé pour établir des scénarios de rupture réalistes et ainsi améliorer l'estimation de l'aléa sismique.

Enfin, les simulations de cycles sismiques successifs montrent que les transferts de contrainte co- et postsismiques permettent de synchroniser les ruptures au sein du système de failles du NE Lut. Le processus dominant contrôlant la mise en place répétée de séquences de séismes est le transfert de contrainte postsismique qui est lui-même modulé par la rhéologie (i.e. viscosité) de la lithosphère. Par conséquent, les processus permettant la reproduction de séquences de séismes sur le long-terme ne sont pas les mêmes que ceux expliquant la succession des séismes au sein de la séquence du NE Lut. Pour finir, les simulations suggèrent que la séquence de séismes du NE Lut, en particulier l'ordre où les séismes majeurs se sont produits, est plutôt exceptionnelle.

6.2 Perspectives

6.2.1 Aller plus loin dans la compréhension des interactions entre les failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz

Nous avons montré que les transferts de contrainte entre les failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz pouvaient permettre leur synchronisation et la mise en place répétée de séquences de séismes impliquant la rupture de ces deux failles. Un moyen pour confirmer la synchronisation des ruptures sur les failles serait de réaliser des études paléosismologiques. De nombreuses tranchées pourraient être réalisées le long des failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz grâce auxquelles nous pourrions déterminer plusieurs caractéristiques des séismes passés telles que leur âge et leur extension. Nous saurions ainsi si les failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz ont déjà rompu de manière simultanée dans le passé, et si oui combien de fois.

Par ailleurs, lors de la séquence du NE Lut, la partie courbe de la faille d'Abiz (au nord) semble avoir joué un rôle d'intermédiaire permettant la rupture successive de la faille de Dasht-e-Bayaz d'abord et de celle d'Abiz ensuite. En effet, l'épicentre du séisme de Zirkuh a été principalement chargé par la rupture de la partie courbe de la faille d'Abiz, elle-même chargée par les séismes s'étant produits sur la faille de Dasht-e-Bayaz. Cependant, ce rôle d'intermédiaire ne peut pas être reproduit et analysé dans le simulateur car l'évolution des contraintes sur chaque faille n'est calculée qu'à un seul point et que la taille et la localisation des séismes sont fixées en amont. Pour aller plus loin dans la compréhension des interactions existantes entre ces deux failles, un moyen serait d'utiliser un simulateur 3D plus complexe dans lequel les failles seraient discrétisées en sous-failles. En intégrant les processus de dynamique de rupture, les sous-failles pourraient rompre individuellement ou ensemble, formant ainsi de petits ou de larges séismes. Ainsi, nous pourrions évaluer le

rôle de la partie courbe de la faille d'Abiz pour permettre la rupture successive des failles de Dasht-e-Bayaz et d'Abiz. Notamment, nous pourrions voir si la rupture de l'ensemble de la faille d'Abiz est systématiquement précédée par de petites ruptures sur la partie courbe de la faille ou non.

6.2.2 Apport de la corrélation d'images optiques pour la compréhension des séismes

La corrélation d'images optiques est une technique de mesure de la déformation disposant d'avantages incontestables. C'est la seule technique existante nous permettant de mesurer le champ de déplacements de surface des séismes qui se sont produits avant l'ère de la géodésie moderne (pre-1990). Si l'on se base seulement sur les données provenant du satellite KH9, qui couvrent la quasi-totalité de la Terre et sont facilement accessibles via l'USGS¹, la rupture de surface des séismes continentaux s'étant produits après 1971 (date de lancement du satellite KH9) pourrait être caractérisée. En considérant en plus les archives de photos aériennes, nous pourrions certainement remonter jusqu'aux années 50. Cette méthode nous donne donc une opportunité unique d'augmenter significativement notre base de données des caractéristiques de la rupture de surface des séismes et ainsi, augmenter notre compréhension des processus de rupture.

Pour les séismes récents, cette technique a déjà permis de mesurer le champ de déplacements cosismiques proche-faille de séismes majeurs avec une très grande finesse de détail [e.g. Figure 3 dans Vallage et al., 2015, pour le séisme du Balochistan]. Avec l'augmentation de la résolution des images optiques et les progrès techniques réalisés, notamment pour corriger les erreurs liées aux différences d'illumination des images pré- et post-séisme, nous serons également capables de mesurer les déplacements de surface postsismiques des séismes [e.g. Hollingsworth et al., 2017a]. De plus, de nouveaux outils sont en cours de développement pour mesurer le champ de déplacements de surface 3D à partir de couples stéréoscopiques d'images optiques pré- et post-séisme [e.g. Avouac and Leprince, 2015]. Dans un futur proche, cette technique permettra donc de mesurer de manière systématique le champ de déplacements proche-faille 3D cosismique et postsismique des séismes. L'analyse de ces champs de déplacements devrait nous permettre de faire des avancées majeures sur notre compréhension des processus en jeu lors d'un séisme. En particulier, cette technique est particulièrement adaptée pour quantifier la distribution de la déformation dans les premiers kilomètres de la croûte. Cette technique nous permettra donc de comprendre de quelle manière la déformation est accommodée en sub-surface et de connaître, entre autre, l'origine du déficit de glissement de surface (« shallow slip deficit ») communément observé dans les modèles de glissement.

1. <https://earthexplorer.usgs.gov/>

Annexe A

Informations supplémentaires pour
l'article « Earthquake sequence in
the NE Lut, Iran : Observations from
multiple space geodetic
techniques » (Chapitre 3)

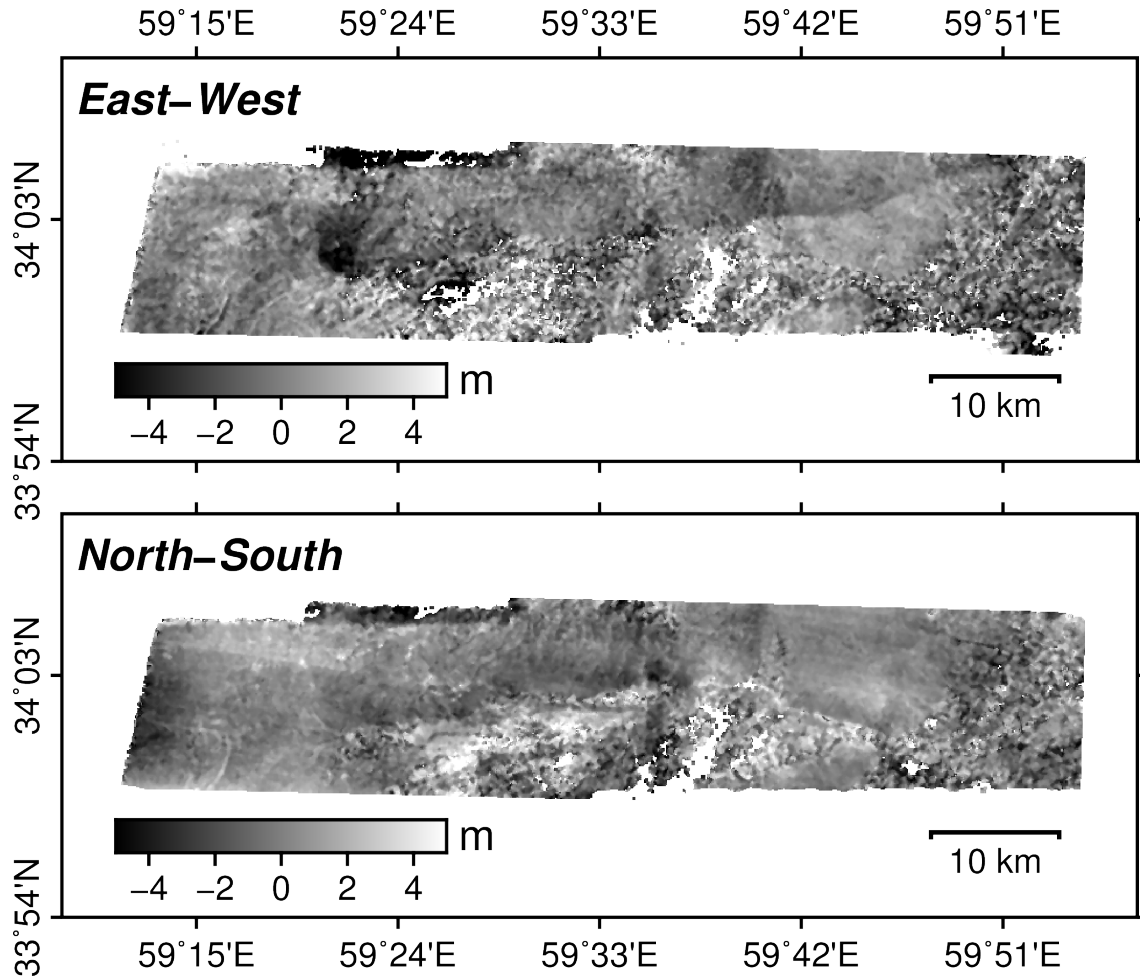


FIGURE A.1 – Surface displacement field from the correlation of the KH9-4001 image with the sentinel image (KB3 displacement field, Tables 1 and 2 in the main paper) Top : EW displacement field. Bottom : NS displacement field

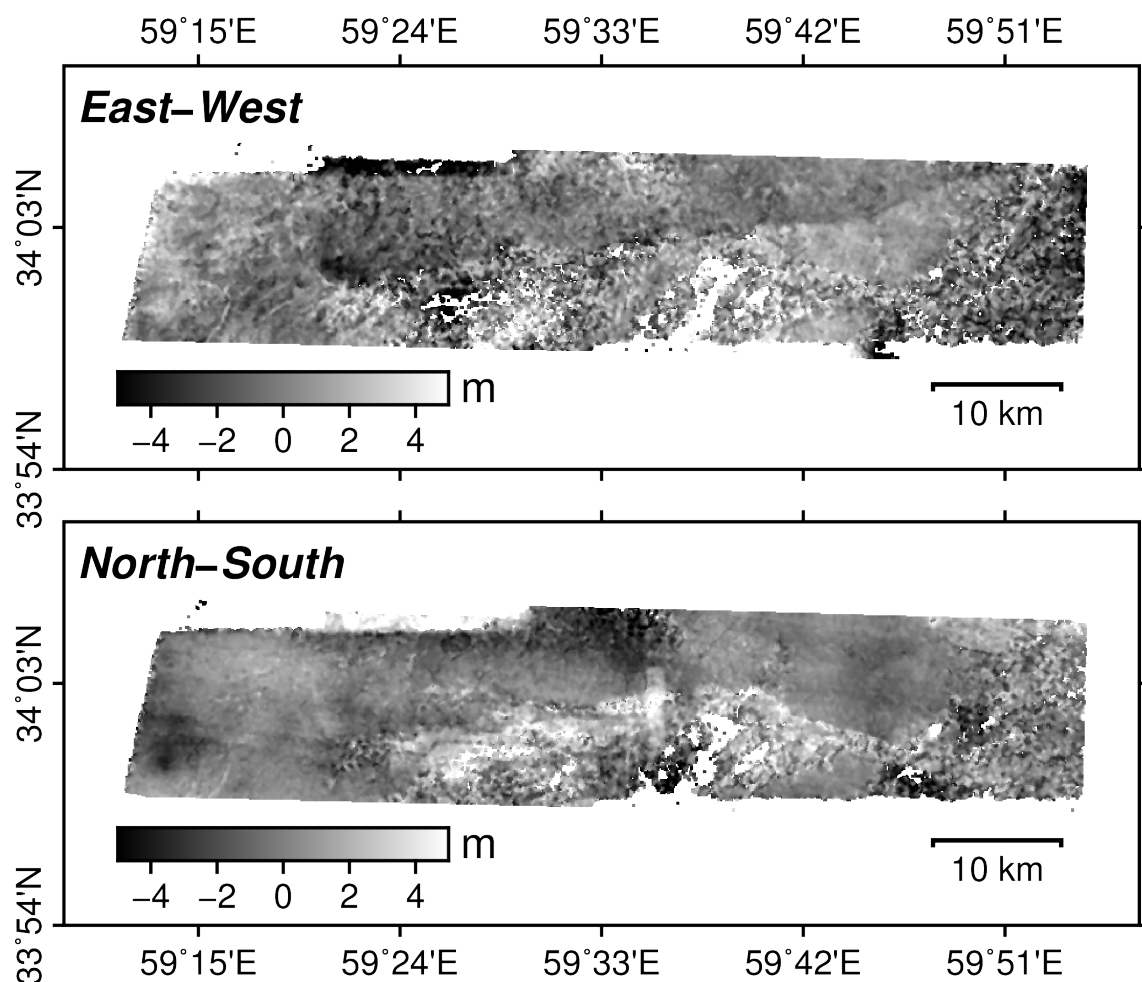


FIGURE A.2 – Surface displacement field from the correlation of the KH9-5001 image with the sentinel image (KB4 displacement field, Tables 1 and 2 in the main paper) Top : EW displacement field. Bottom : NS displacement field

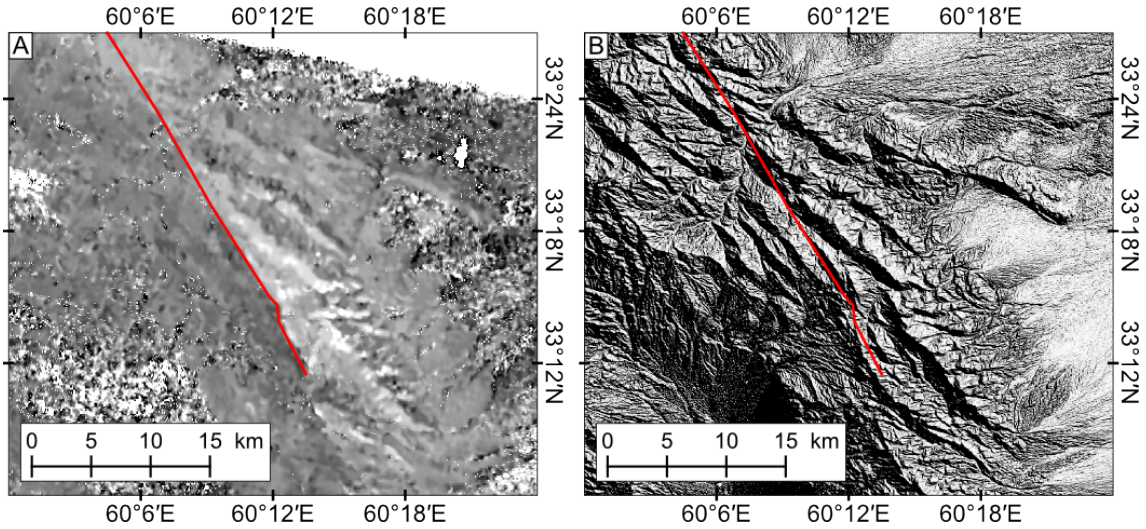


FIGURE A.3 – (a) Z1 EW displacement field. (b) Shaded DEM (SRTM 30m) of the same zone. Comparison of figures (a) and (b) shows that the signal in the eastern side of the fault in figure (a) is correlated with the ridge of the mountains in (b). On both figures, the red line highlights the trace of the surface rupture.

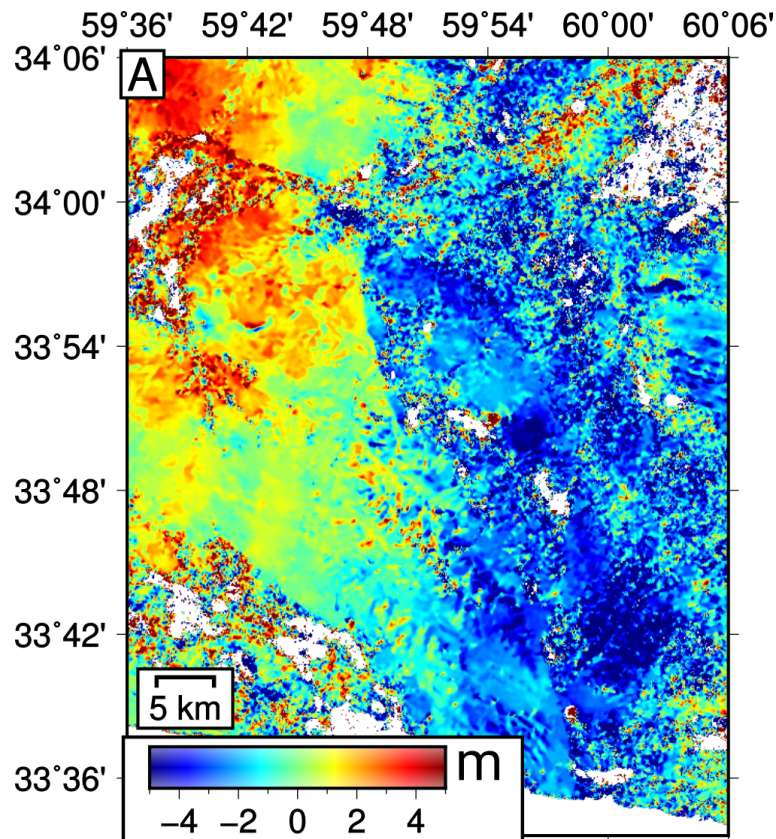


FIGURE A.4 – NS displacement field from the KB2 correlation (Table 2 in the main paper) covering the northern part of the Abiz fault. The data are the same than in Figure 11a but with a larger extent.

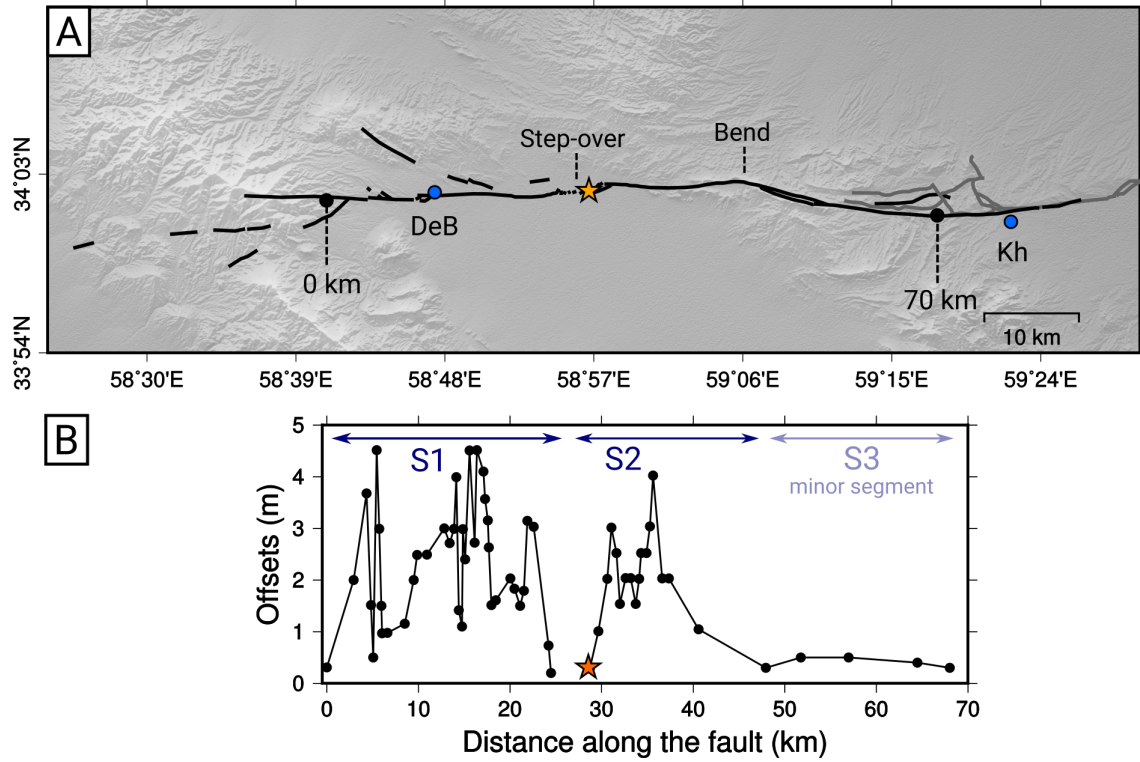


FIGURE A.5 – (a) The black line is the surface rupture trace of the Dasht-e-Bayaz earthquake [from Ambraseys and Tchalenko, 1969; Tchalenko and Ambraseys, 1970; Tchalenko and Berberian, 1975] whereas the gray line is the surface rupture trace of the Khuli-Boniabad earthquake [Nowroozi and Mohajer-Ashjai, 1980]. The blue points locate the Dasht-e-Bayaz (DeB) and Khuli-Boniabad (KB) cities, the black points show the location of the first and last offsets in Figure S5b, and the orange star locates the epicenter of the Dasht-e-Bayaz earthquake [Engdahl et al., 2006] (b) Left-lateral offsets along the fault [Ambraseys and Tchalenko, 1969; Tchalenko and Berberian, 1975]. The along-strike offset variations allow delimiting three segments. The S3 segment showing very small offsets (< 0.5 m), it is considered as a minor segment of the rupture. The fault complexities labeled in Figure S5a (step-over and bend) coincide with the intersegments location.

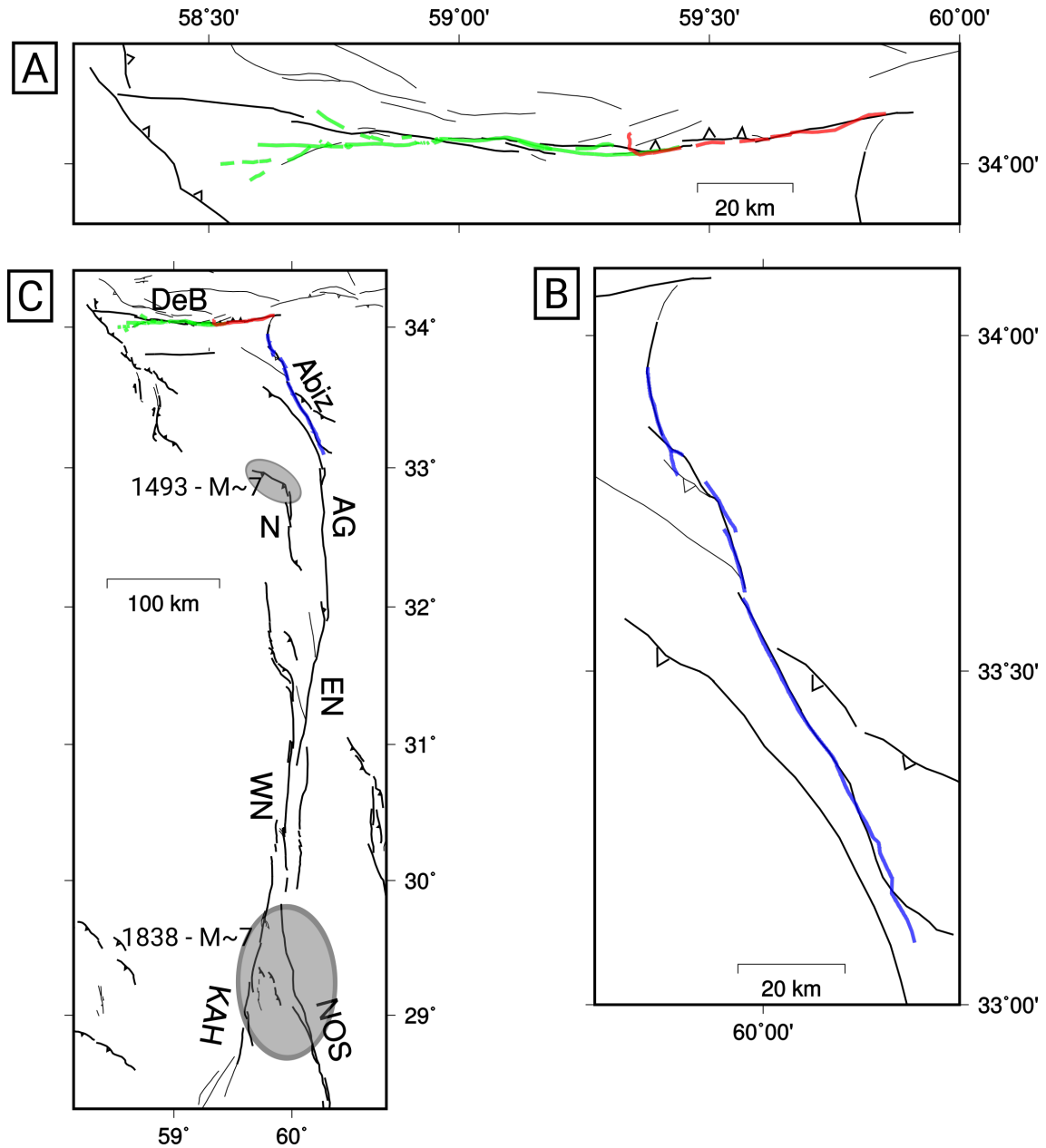


FIGURE A.6 – (a) Comparison of the long-term fault trace of the Dasht-e-Bayaz fault [black lines, from Walpersdorf et al., 2014] with the rupture trace of the 1968 Dasht-e-Bayaz [green lines, Ambraseys and Tchalenko, 1969; Tchalenko and Ambraseys, 1970; Tchalenko and Berberian, 1975] and Khuli-Boniabad (red lines, this study) earthquakes. (b) Comparison of the long-term fault trace of the Abiz fault [black lines, from Walpersdorf et al., 2014] with the rupture trace of the 1997 Zirkuh earthquake (blue lines, this study). (c) Long-term fault trace of the segments of the Sistan Suture zone [from Walpersdorf et al., 2014]. DeB, N, AG, EN, WN, KAH, NOS mean Dasht-e-Bayaz, Nauzad, Avaz-Gazik, East Neh, West Neh, Kahurak, and Nostarabad respectively. The gray circle shows the meizoseismal zones of the ~M7 1493 and 1838 historical earthquakes [from Berberian and Yeats, 1999]

Annexe B

Informations supplémentaires pour
l'article « Fault geometry and slip
distribution at depth of the 1997
Mw 7.2 Zirkuh earthquake :
contribution of near-field
displacement data » (Chapitre [4](#))

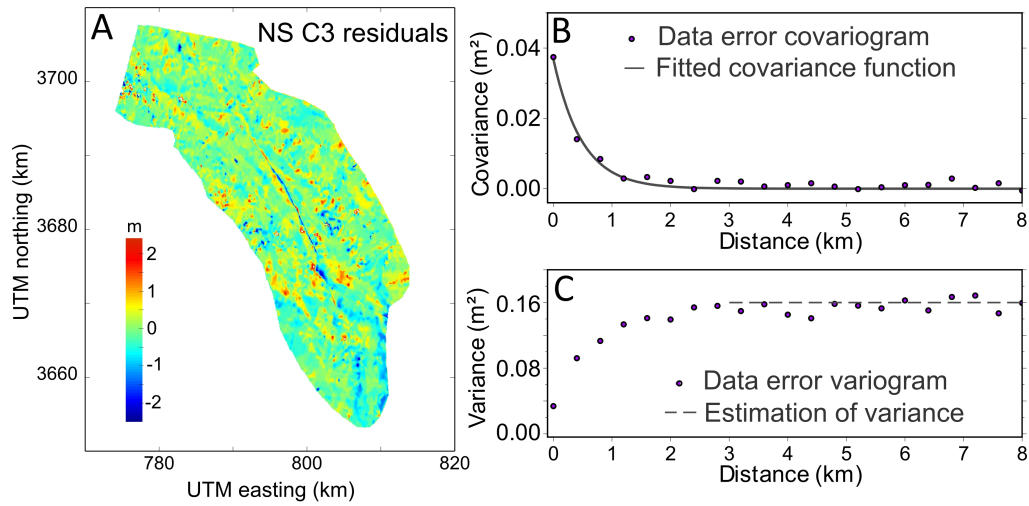


FIGURE B.1 – Example of data noise estimation for optical displacement data : case of NS C3 displacement field. (a) Residuals (data-predictions) displaying non-tectonic small wavelength signals. (b) Empirical covariogram (dots) and best fit covariance function (line). (c) Empirical variogram (dots) and estimated data error variance (dashed grey line).

TABLEAU B.1 – Data error variances and coefficients of the data error covariance functions

Correlation map	Variance (m^2)	Covariance	
		b (m^2)	a (km)
C1 EW	0.80	0.02	0.20
C1 NS	0.62	0.02	0.35
C2 EW	0.17	0.02	0.30
C2 NS	0.28	0.04	0.25
C3 NS	0.16	0.04	0.49
IG1	2.9e-5	6.5e-6	5.6
IG2	53.5e-5	12e-5	7.5
IG3	3.5e-5	8.3e-6	5.7
IG4	10.1e-5	1.5e-5	6

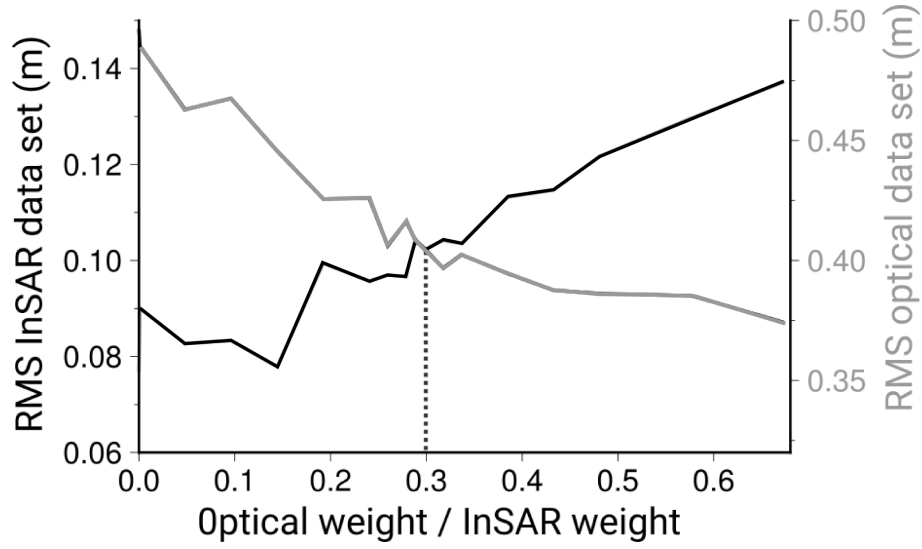


FIGURE B.2 – Misfit for InSAR data set (black curve) and optical data set (gray curve) as a function of the ratio of the optical data weight over InSAR data weight. Equal fit between the two datasets is reached for a ratio of 0.3. Doing this, we no longer take into account the absolute error of optical data with respect to the absolute error of InSAR data, but we still keep the relative errors inside each data set type (InSAR or optical data).

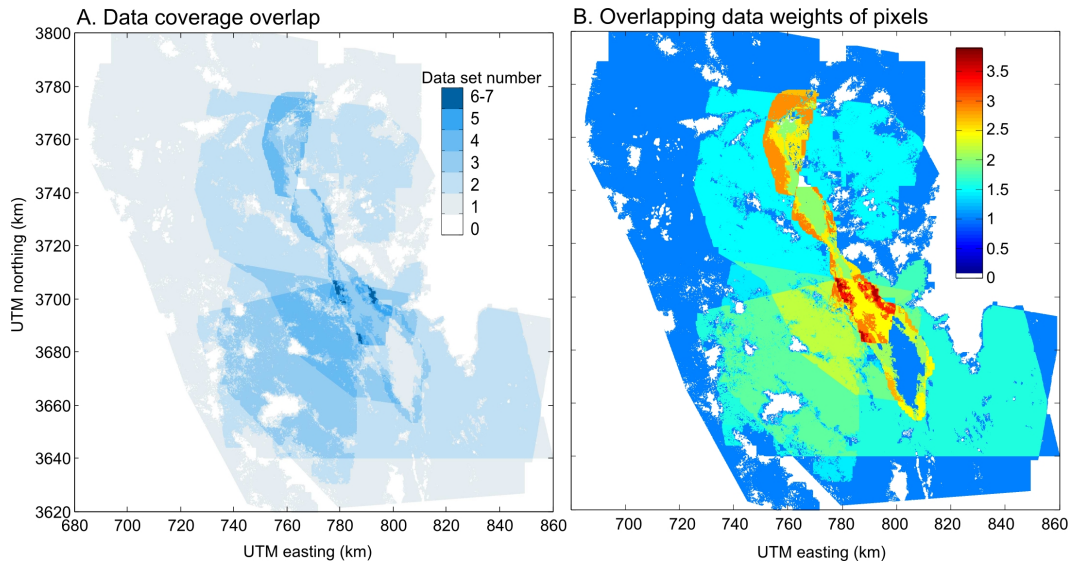


FIGURE B.3 – (a) Data coverage overlap : for each pixel of the study zone, color indicates the number of data sets. (b) Overlapping data weight of each pixel of the study zone : $W = \sum_{i=1}^M w_i$, with M being the number of overlapping observations on the pixel. W is equal to M if the M overlapping observations are independent and inferior to M if they are linearly dependent. Thus, pixels with the same number of overlapping data sets can have different overlapping data weights because of different linear dependency between the overlapping data sets (see section 4.2.2).

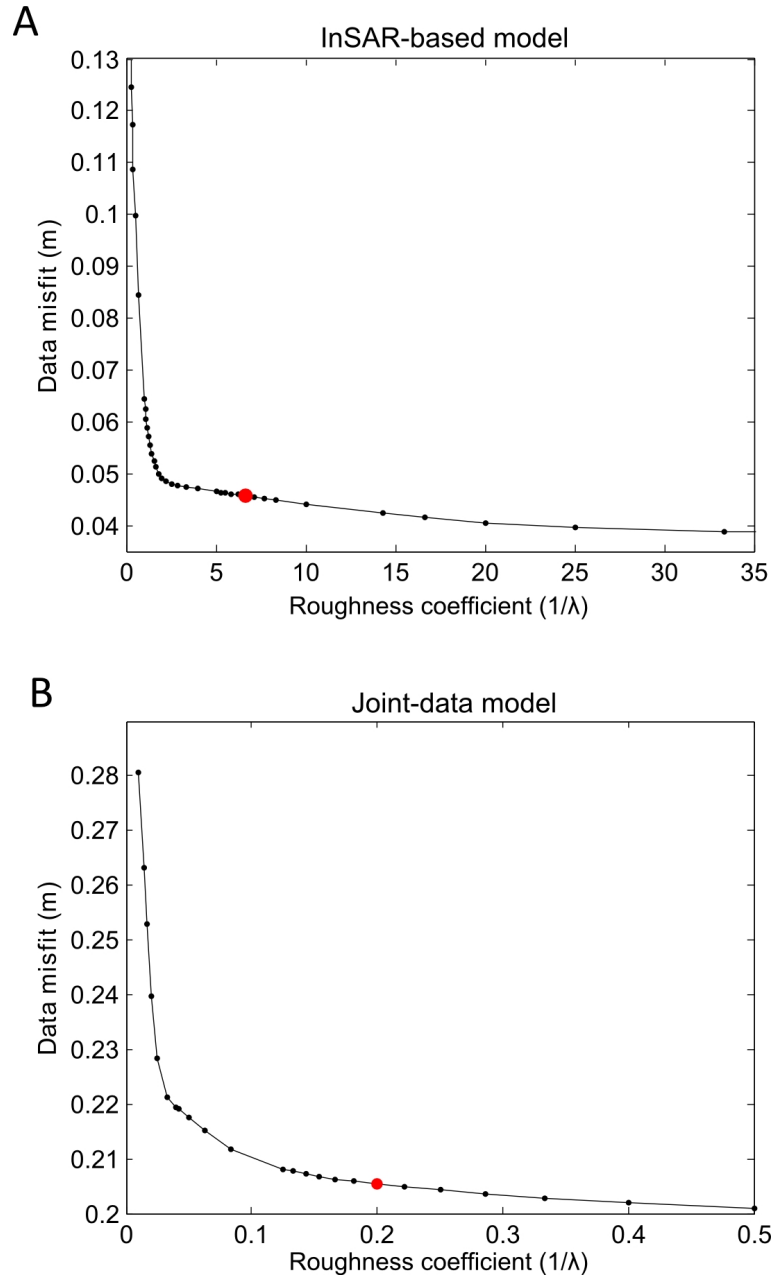


FIGURE B.4 – Data misfit as a function of the roughness coefficient for (a) the InSAR-based model and (b) the joint-data model. The chosen roughness coefficient is indicated in red.

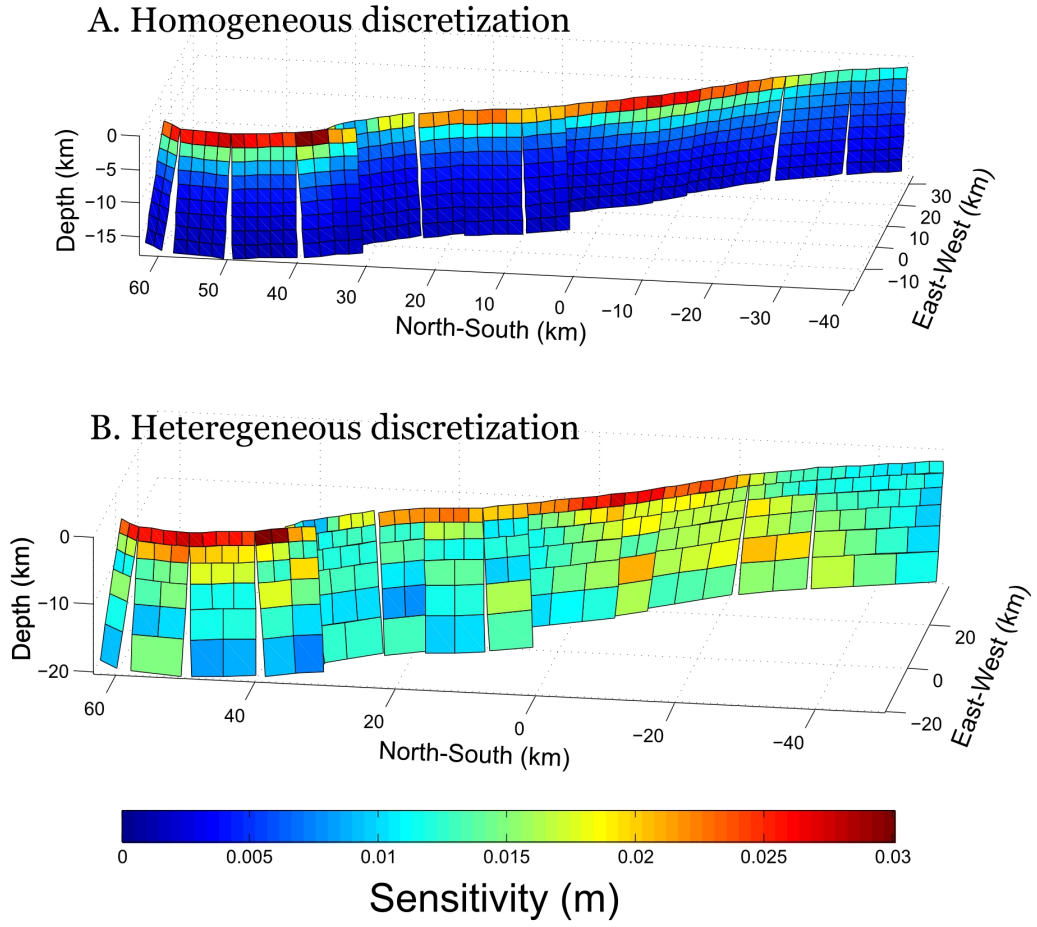


FIGURE B.5 – Sensitivity of subfaults for a homogeneous discretization (a) and a heterogeneous discretization (b). For the homogeneous discretization, the sensitivity on the fault ranges from 2.5×10^{-5} m to 0.03 m whereas the sensitivity ranges from 0.007 m to 0.03 m for the heterogeneous discretization.

Chapitre B. Informations supplémentaires pour l'article « Fault geometry and slip distribution at depth of the 1997 Mw 7.2 Zirkuh earthquake : contribution of near-field displacement data » (Chapitre 4)

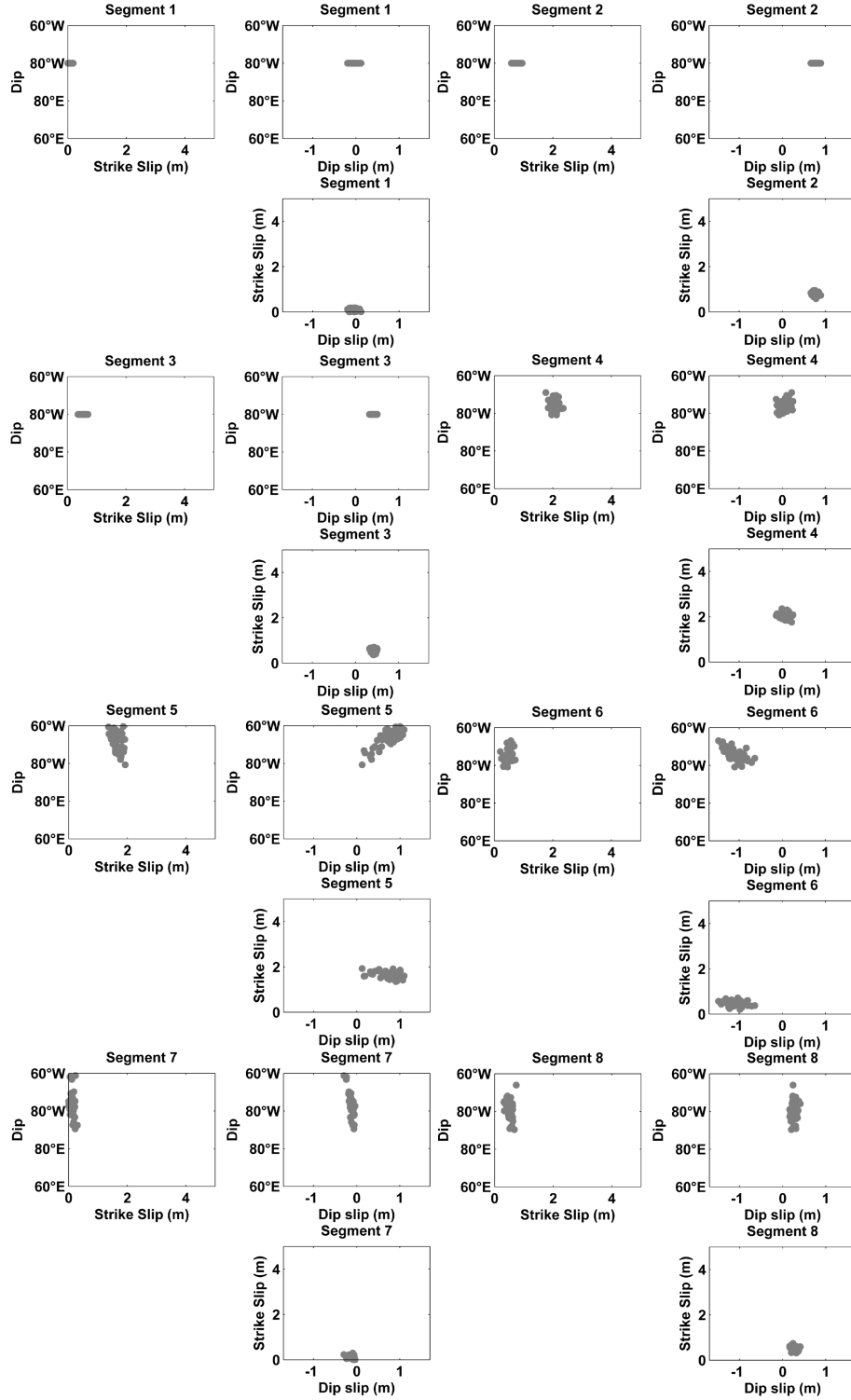


FIGURE B.6 – Trade-offs between fault segment parameters. Each scatter plot represents the correlation between the parameter values of the 50 uniform joint-data optimizations (see section 5.1). Note that the axes bounds are scaled to the optimization bounds. The segments from 1 to 8 are represented.

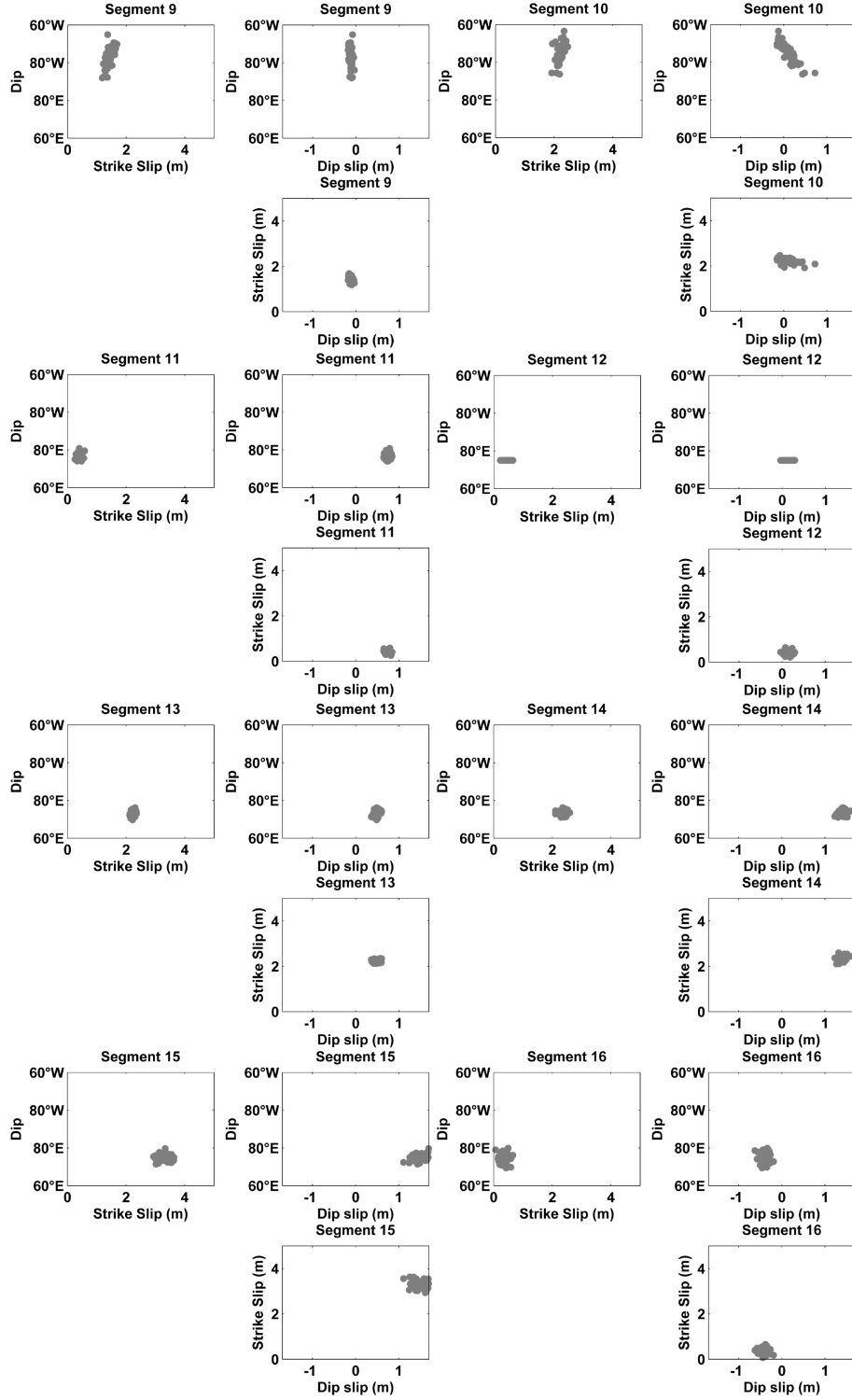


FIGURE B.7 – Trade-offs between fault segment parameters. Each scatter plot represents the correlation between the parameter values of the 50 uniform joint-data optimizations (see section 5.1). Note that the axes bounds are scaled to the optimization bounds. The segments from 9 to 16 are represented.

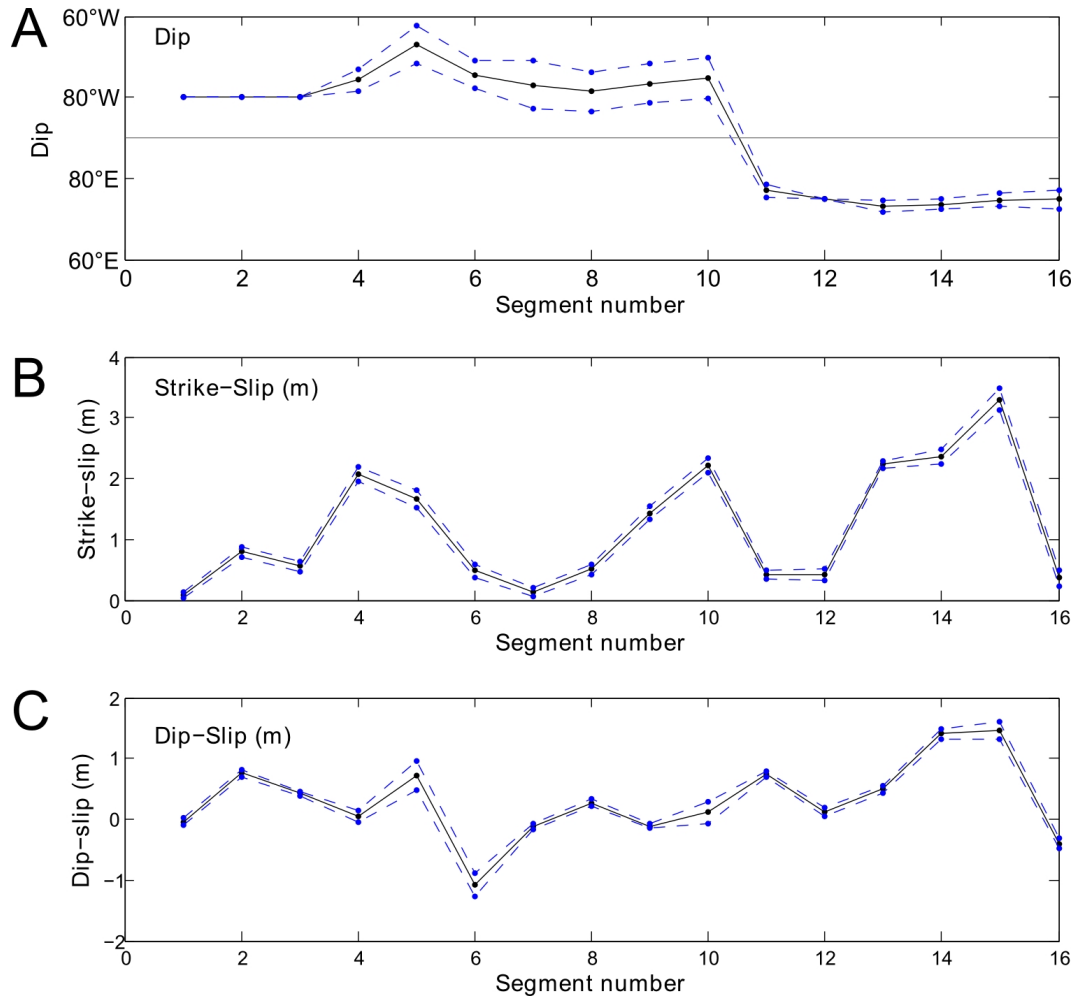


FIGURE B.8 – Mean value and standard deviation of the dip (a), the strike-slip (b) and the dip-slip (c) of the uniform joint-data model calculated from the 50 optimizations (see section 5.1).

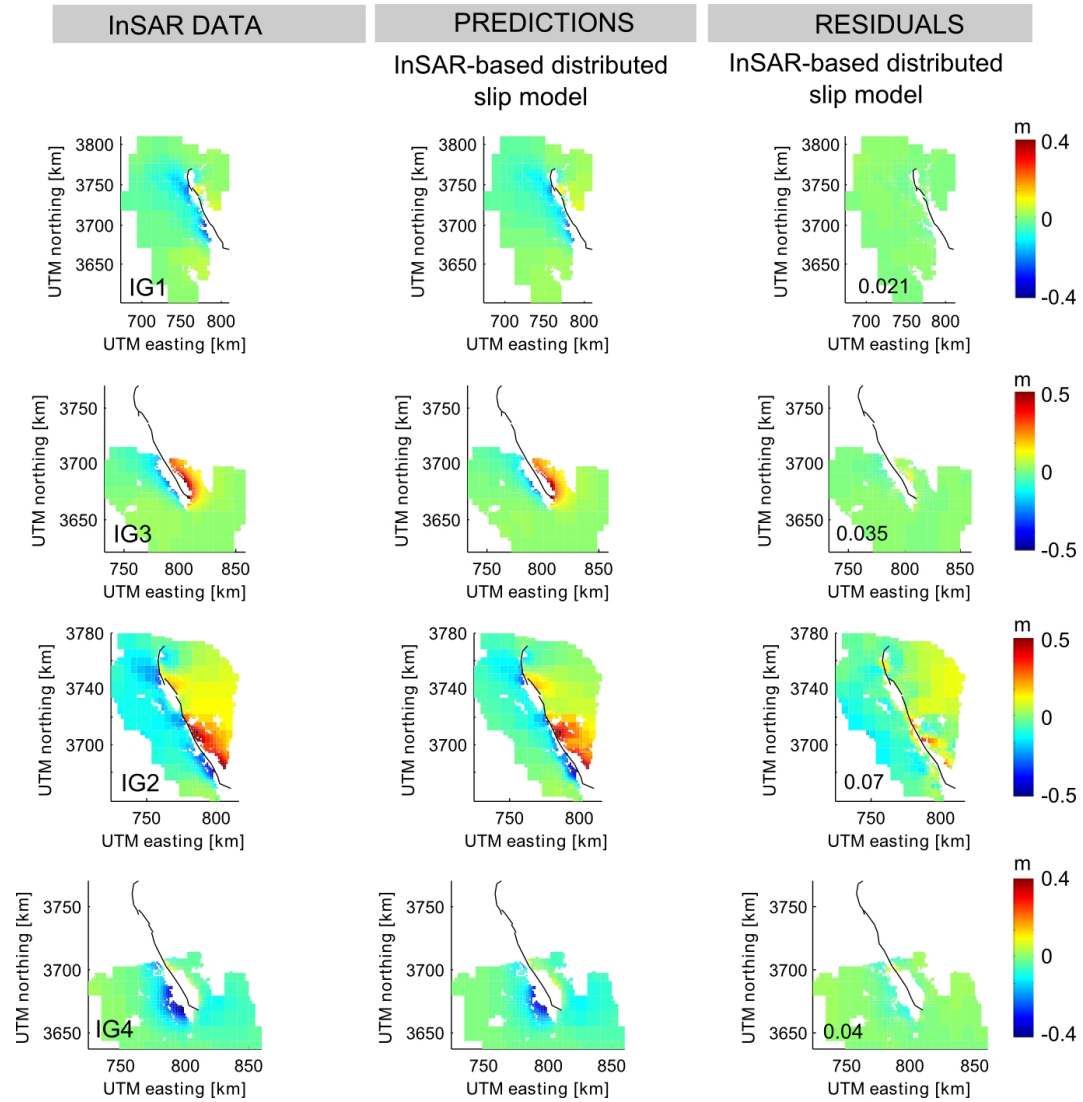


FIGURE B.9 – InSAR data, predictions, and residuals of the InSAR-based distributed slip model. The thin black line is the modelled fault segments. For each interferogram, the RMS value is shown in meters.

Chapitre B. Informations supplémentaires pour l'article « Fault geometry and slip distribution at depth of the 1997 Mw 7.2 Zirkuh earthquake : contribution of near-field displacement data » (Chapitre 4)

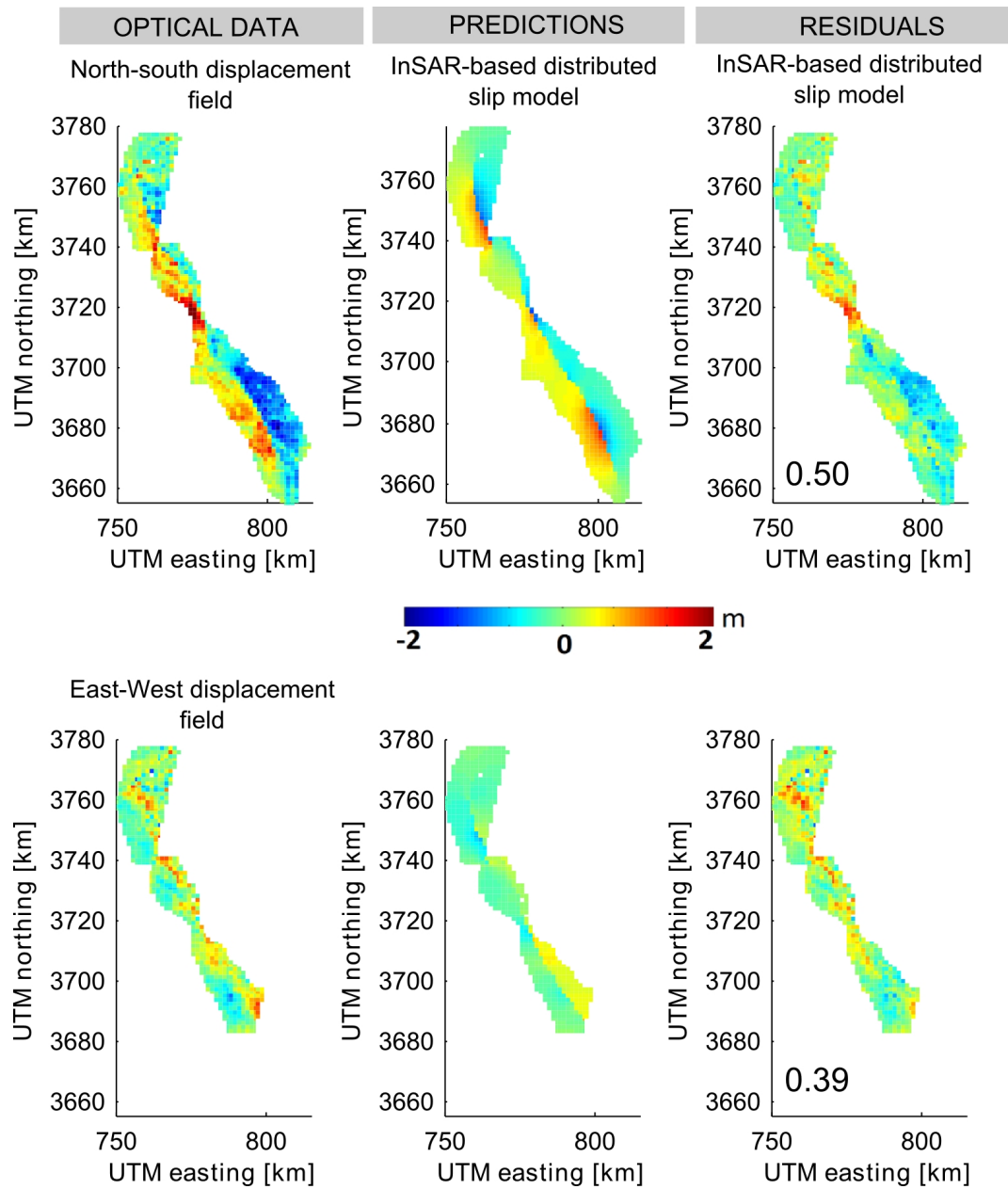


FIGURE B.10 – Optical data, predictions, and residuals for the InsAR-based distributed slip model. The RMS value is shown in meters.

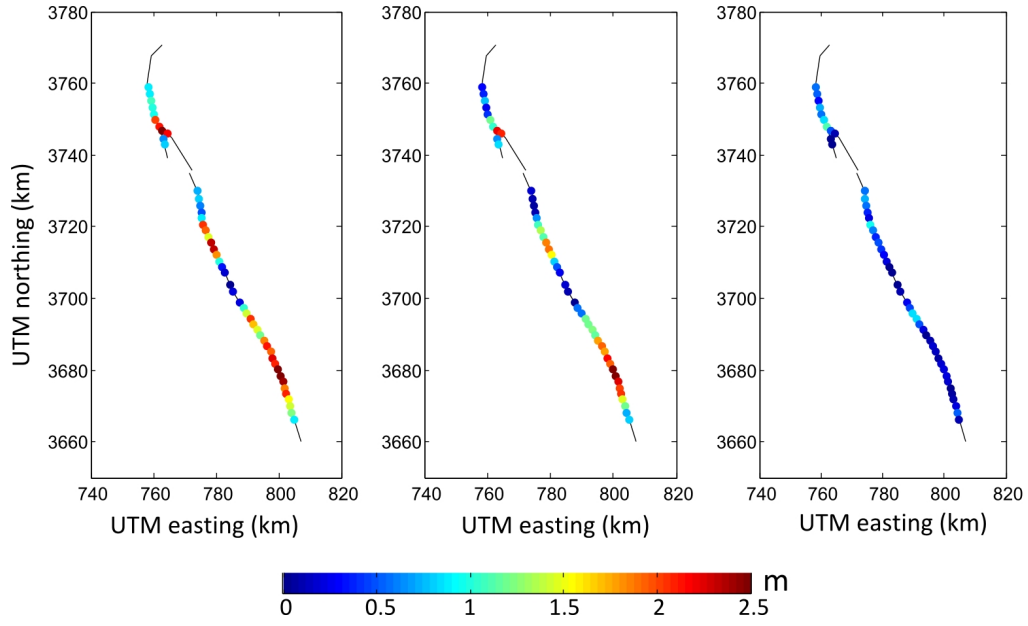


FIGURE B.11 – NS offset data (left), NS offset predictions of the distributed slip joint-data model (center) and residuals (right). The thin black lines are the fault segments.

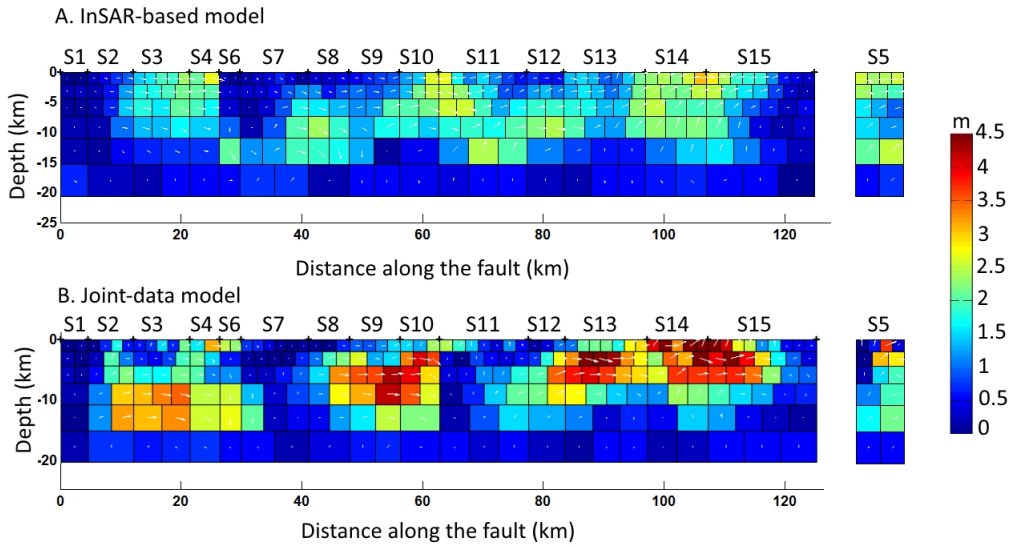


FIGURE B.12 – Non-interpolated view of the slip distribution for the (a) InSAR-based and (b) joint-data models. The color represents the slip amplitude and the arrows indicate the movement of the eastern block with respect to the western block.

Chapitre B. Informations supplémentaires pour l'article « Fault geometry and slip distribution at depth of the 1997 Mw 7.2 Zirkuh earthquake : contribution of near-field displacement data » (Chapitre 4)

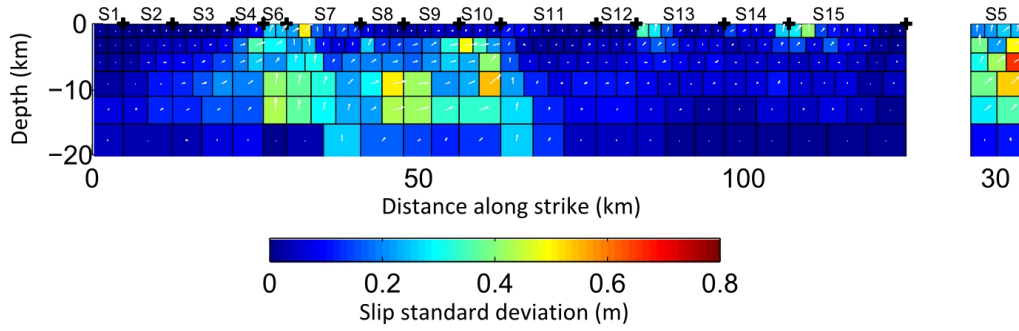


FIGURE B.13 – Estimation of the uncertainty of the joint-data model. The slip uncertainty on each subfault is defined as the standard deviation of the subfault slip obtained from 50 inversions. We run these 50 inversions using the 50 different fault geometries obtained with the genetic algorithm (see section 5.1, Figures S6 and S7). The color represents the standard deviation of the subfault net slip and the arrows indicate the rake of it.

TABLEAU B.2 – Parameter bounds and fixed values (bold) for segment parameters of the uniform InSAR-based model.

Segment number	Width (<i>km</i>)	Dip bounds		Strike-slip bounds (<i>m</i>)		Dip-slip bounds (<i>m</i>)	
		lower	upper	lower	upper	lower	upper
1	10	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
2	10	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
3	10	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
4	10	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
5	10	60°W	60°E	1.33	1.33	-1.5	1.5
6	10	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
7	15	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
8	15	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
9	15	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
10	15	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
11	15	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
12	15	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
13	15	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
14	15	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
15	15	85°E	85°E	0	5	-1.5	1.5
16	5	60°W	60°E	0	5	0.5	1

TABLEAU B.3 – Parameter bounds and fixed values (bold) for segment parameters of the uniform joint-data model.

Segment number	Width (<i>km</i>)	Dip bounds		Strike-slip bounds (<i>m</i>)		Dip-slip bounds (<i>m</i>)	
		lower	upper	lower	upper	lower	upper
1	15	80°W	80°W	0	5	-0.5	0
2	15	80°W	80°W	0	5	-0.5	0
3	15	80°W	80°W	0	5	-0.5	0
4	15	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
5	15	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
6	15	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
7	15	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
8	15	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
9	15	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
10	15	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
11	15	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
12	15	75°E	75°E	0	5	-1.5	1.5
13	15	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5
14	15	60°W	60°E	0	5	-0.5	2.5
15	15	60°W	60°E	0	5	-0.5	2.5
16	15	60°W	60°E	0	5	-1.5	1.5

Bibliographie

- Adams, M., Twardzik, C., and Ji, C. (2017). Exploring the uncertainty range of coseismic stress drop estimations of large earthquakes using finite fault inversions. *Geophysical Journal International*, 208 :86–100. (Cité page [112](#).)
- Aki, K. (1979). Characterization of Barriers on an Earthquake Fault. *Journal of Geophysical Research*, 84(9) :6140–6148. (Cité pages [97](#) et [136](#).)
- Akyüz, H. S., Hartleb, R., Barka, A., Altunel, E., Sunal, G., Meyer, B., and Armijo, R. (2002). Surface Rupture and Slip Distribution of the 12 November 1999 Düzce earthquake, North Anatolian Fault, Bolu, Turkey. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92(1) :61–66. (Cité page [16](#).)
- Ali, S. T., Freed, A. M., Calais, E., Manaker, D. M., and McCann, W. R. (2008). Coulomb stress evolution in Northeastern Caribbean over the past 250 years due to coseismic, postseismic and interseismic deformation. *Geophysical Journal International*, 174 :904–918. (Cité page [32](#).)
- Allmann, B. P. and Shearer, P. M. (2009). Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 114(B01310) :1–22. (Cité pages [24](#) et [142](#).)
- Ambraseys, N. N. (1970). Some characteristic features of the Anatolian fault zone. *Tectonophysics*, 9 :143–165. (Cité pages [15](#) et [16](#).)
- Ambraseys, N. N. (1971). Value of Historical Records of Earthquakes. *Nature*, 232 :1971. (Cité pages [12](#) et [18](#).)
- Ambraseys, N. N. (1989). Temporary seismic quiescence : SE Turkey. *Geophysical Journal*, 96(2) :311–331. (Cité page [16](#).)
- Ambraseys, N. N. and Jackson, J. A. (1998). Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 133 :390–406. (Cité pages [42](#), [44](#), [49](#) et [148](#).)
- Ambraseys, N. N. and Melville, C. (1977). The Seismicity of Kuhistan, Iran. *The Geographical Journal*, 143(2) :179–199. (Cité pages [42](#), [44](#) et [50](#).)
- Ambraseys, N. N. and Melville, C. (1982). *A History of Persian Earthquakes*. Cambridge University Press, New-York. (Cité pages [40](#), [42](#), [43](#), [44](#), [49](#), [50](#), [51](#), [72](#), [98](#) et [99](#).)
- Ambraseys, N. N. and Tchalenko, J. S. (1969). The dasht-e Bayaz (Iran) earthquake of August 31, 1968 : a field report. *Bulletin of Seismological Society of America*, 59(5) :1751–1792. (Cité pages [42](#), [44](#), [46](#), [51](#), [73](#), [86](#), [96](#), [147](#), [148](#), [151](#), [195](#) et [196](#).)

- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., and Barka, A. (1999). Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean : Timing and kinematics. *Geology*, 27(3) :267–270. (Cité page 31.)
- Arnadottir, T., Jonsson, S., Pedersen, R., and Gudmundsson, G. B. (2003). Coulomb stress changes in the South Iceland Seismic Zone due to two large earthquakes in June 2000. *Geophysical Research Letters*, 30(5). (Cité page 32.)
- Atzori, S., Tolomei, C., Antonioli, A., Boncori, J. P. M., Bannister, S., Trasatti, E., Pasquali, P., and Salvi, S. (2012). The 2010–2011 Canterbury, New Zealand, seismic sequence : Multiple source analysis from InSAR data and modeling. *Journal of Geophysical Research*, 117(B08305) :1–16. (Cité pages 110 et 126.)
- Avouac, J.-p., Ayoub, F., Wei, S., Ampuero, J.-p., Meng, L., Leprince, S., Jolivet, R., Duputel, Z., and Helmberger, D. (2014). The 2013, Mw 7.7 Balochistan earthquake, energetic strike-slip reactivation of a thrust fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 391 :128–134. (Cité pages 109 et 137.)
- Avouac, J.-p. and Leprince, S. (2015). *Geodetic Imaging using optical systems*, volume 3. Elsevier B.V. (Cité page 189.)
- Ayoub, F., Leprince, S., and Avouac, J.-p. (2009). ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing Co-registration and correlation of aerial photographs for ground deformation measurements. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 64(6) :551–560. (Cité pages 62, 80, 82 et 116.)
- Ayoub, F., Leprince, S., and Avouac, J.-p. (2015). User 's Guide to COSI-CORR Co-registration of Optically Sensed Images and Correlation. pages 1–49. (Cité pages 62, 64, 75 et 115.)
- Bagge, M. and Hampel, A. (2016). Tectonophysics Three-dimensional finite-element modelling of coseismic Coulomb stress changes on intra-continental dip-slip faults. *Tectonophysics*, 684(8) :52–62. (Cité page 157.)
- Barka, A., Akyüz, H., Altunel, E., Sunal, G., Cakir, Z., Dikbas, A., Yerli, B., Armijo, R., Meyer, B., de Chabalier, J. B., Rockwell, T., Dolan, J. R., Hartleb, R., Dawson, T., Christofferson, S., Tucker, A., Fumal, T., Langridge, R., Stenner, H., Lettis, W., Bachhuber, J., and Page, W. (2002). The Surface Rupture and Slip Distribution of the 17 August 1999 Izmit Earthquake (M 7.4), North Anatolian Fault. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92(1) :43–60. (Cité page 16.)
- Barka, A. and Kadinsky-Cade, K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7(3) :663–684. (Cité pages 16, 29 et 31.)
- Barnhart, W. D. and Lohman, R. B. (2010). Automated fault model discretization for inversions for coseismic slip distributions. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 115(B10419) :1–17. (Cité page 126.)
- Barnhart, W. D., Willis, M. J., Lohman, R. B., and Melkonian, A. K. (2011). InSAR and Optical Constraints on Fault Slip during the 2010 – 2011 New Zealand Earthquake Sequence. *Seismological research letters*, 82(6) :815–823. (Cité page 110.)
- Ben-zion, Y., Dahmen, K., Lyakhovsky, V., Ertas, D., and Agnon, A. (1999). Self-driven mode switching of earthquake activity on a fault system. *Earth and Planetary Science Letters*, 172 :11–21. (Cité page 19.)
- Ben-zion, Y. and Sammis, C. G. (2003). Characterization of Fault Zones. *Pure and Applied Geophysics*, 160(3-4) :677–715. (Cité page 29.)

-
- Benedetti, L., Manighetti, I., Gaudemer, Y., Finkel, R., Malavieille, J., Pou, K., Arnold, M., Aumaître, G., Bourlès, D., and Keddadouche, K. (2013). Earthquake synchrony and clustering on Fucino faults (Central Italy) as revealed from in situ ³⁶Cl exposure dating. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118 :4948–4974. (Cité pages 17 et 32.)
- Berberian, M., Jackson, J. A., Fielding, E., Parsons, B. E., Priestley, K., Qorashi, M., Talebian, M., Walker, R., Wright, T. J., and Baker, C. (2001). The 1998 March 14 Fandoqa earthquake (Mw 6.6) in Kerman province , southeast Iran : re-rupture of the 1981 Sirch earthquake fault, triggering of slip on adjacent thrusts and the active tectonics of the Gowk fault zone. *Geophysical Journal International*, 146 :371–398. (Cité page 39.)
- Berberian, M., Jackson, J. A., Qorashi, M., Khatib, M. M., Priestley, K., and Talebian, M. (1999a). The 1997 May 10 Zirkuh (Qa’enat) earthquake (Mw 7.2) : faulting along the Sistan suture zone of eastern Iran. *Geophysical Journal International*. (Cité pages 44, 45, 48, 71, 73, 74, 82, 88, 92, 93, 94, 112, 113, 116, 119, 120, 128, 132, 133 et 135.)
- Berberian, M., Jackson, J. a., Qorashi, M., Khatib, M. M., Priestley, K., Talebian, M., and Ghafuri-Ashtiani, M. (1999b). The 1997 May 10 Zirkuh (Qa’enat) earthquake (Mw 7.2) : Faulting along the Sistan suture zone of eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 136(3) :671–694. (Cité pages 40, 48, 50 et 52.)
- Berberian, M., Jackson, J. A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M., and Priestley, K. (2000). The 1994 Sefidabeh earthquakes in eastern Iran : blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone. *Geophysical Journal International*, 142 :283–299. (Cité page 39.)
- Berberian, M. and Yeats, R. S. (1999). Patterns of Historical Earthquake Rupture in the Iranian Plateau. *Bulletin of Seismological Society of America*, 89 :120–139. (Cité pages 15, 40, 42, 44, 45, 49, 50, 51, 72, 73, 93, 97, 98, 113, 114, 148, 162 et 196.)
- Berryman, K. R., Cochran, U. A., Clark, K. J., Biasi, G. P., Langridge, R. M., and Villamor, P. (2012). Major Earthquakes Occur Regularly on Isolated Plate Boundary Fault. *Science*, 1690 :1690–1693. (Cité page 12.)
- Beyer, H.-g. and Schwefel, H.-p. (2002). Evolution strategies : A comprehensive introduction. *Natural Computing*, pages 3–52. (Cité page 121.)
- Brodsky, E. E., Karakostas, V., and Kanamori, H. (2000). A new observation of dynamically triggered regional seismicity : Earthquakes in Greece following the August 1999 Izmit, Turkey earthquake. *Geophysical Research Letters*, 27(17) :2741–2744. (Cité page 23.)
- Buades, A., Coll, B., and Morel, J.-M. (2008). Nonlocal Image and Movie Denoising. *International journal of computer vision*, 76 :123–139. (Cité pages 75 et 115.)
- Bull, J. M., Barnes, P. M., Lamarche, G., Sanderson, D. J., Cowie, P. A., Taylor, S. K., and Dix, J. K. (2006). High-resolution record of displacement accumulation on an active normal fault : implications for models of slip accumulation during repeated earthquakes. *Journal of Structural Geology*, 28(7) :1146–1166. (Cité page 29.)
- Caskey, S. J. and Wesnousky, S. G. (1997). Static Stress Changes and Earthquake Triggering during the 1954 Fairview Peak and Dixie Valley Earthquakes, Central Nevada. *Bulletin of Seismological Society of America*, 87(3) :521–527. (Cité pages 32, 142 et 158.)
- Champenois, J., Baize, S., Vallee, M., Jomard, H., Alvarado, A., Espin, P., Ekström, G., and Audin, L. (2017). Evidences of Surface Rupture Associated With a Low-Magnitude (Mw 5.0). *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 122(10) :8446–8458. (Cité page 93.)

- Chen, C. W. and Zebker, H. A. (2002). Phase Unwrapping for Large SAR Interferograms : Statistical Segmentation and Generalized Network Models. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 40(8) :1709–1719. (Cité page 101.)
- Chéry, J., Carretier, S., and Ritz, J.-F. (2001a). Postseismic stress transfer explains time clustering of large earthquakes in Mongolia. *Earth and Planetary Science Letters*, 194 :277–286. (Cité pages 16, 142, 167, 168 et 177.)
- Chéry, J., Merke, S., and Bouissou, S. (2001b). A Physical Basis for Time Clustering of Large Earthquakes. *Bulletin of Seismological Society of America*, 91(6) :1685–1693. (Cité pages 25, 28, 56, 142, 143, 144, 167 et 177.)
- Chiaraluce, L., Stefano, R. D., Tinti, E., Scognamiglio, L., Michele, M., Cattaneo, M., Gori, P. D., Chiarabba, C., Monachesi, G., Valoroso, L., Latorre, D., and Marzorati, S. (2017). The 2016 Central Italy Seismic Sequence : A First Look at the Mainshocks, Aftershocks, and Source Models. *Seismological research letters*, 88(3) :1–15. (Cité page 12.)
- Chilés, J.-P. and Delfiner, P. (1999). *Geostatistics – Modelling spatial uncertainties*. Wiley seri edition. (Cité page 119.)
- Choi, J.-h., Jin, K., Enkhbayar, D., Davvasambu, B., Bayasgalan, A., and Kim, Y.-s. (2012). Rupture propagation inferred from damage patterns, slip distribution, and segmentation of the 1957 Mw 8.1 Gobi-Altay earthquake rupture along the Bogd fault, Mongolia. *Journal of geophysical research*, 117 :1–24. (Cité page 96.)
- Cirella, A., Piatanesi, A., Cocco, M., Tinti, E., Scognamiglio, L., Michelini, A., Lomax, A., and Boschi, E. (2009). Rupture history of the 2009 L’ Aquila (Italy) earthquake from non-linear joint inversion of strong motion and GPS data. *Geophysical Research Letters*, 36(L19304) :1–5. (Cité pages 109 et 135.)
- Clark, M. M. (1972). Surface rupture along the Coyote Creek fault, in the Borrego Mountain Earthquake of April 9, 1968. *U. S. Geol. Sur. Prof. Paper*, 787 :55–86. (Cité page 96.)
- Cocco, M., Nostro, C., and Ekström, G. (2000). Static stress changes and fault interaction during the 1997 Umbria-Marche earthquake sequence. *Journal of Seismology*, 4(4) :501–516. (Cité page 32.)
- Coleman, T. F. and Li, Y. (1992). A reflective Newton method for minimizing a quadratic function subject to bounds on some of the variables. *Journal on optimization*, pages 1–37. (Cité page 125.)
- Copley, A., Hollingsworth, J., and Bergman, E. (2012). Constraints on fault and lithosphere rheology from the coseismic slip and postseismic afterslip of the 2006 Mw 7.0 Mozambique earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 117 :1–16. (Cité page 75.)
- Crampin, S. (1969). Aftershocks of the Dasht-e Bayaz, iran, earthquake of august, 1968. *Bulletin of Seismological Society of America*, 59(5) :1823–1841. (Cité pages 42 et 44.)
- Das, S. and Henry, C. (2003). Spatial relation between main earthquake slip and its aftershock distribution. *Reviews of geophysics*, 41(3) :1–16. (Cité page 135.)
- De Joussineau, G. and Aydin, A. (2009). Segmentation along Strike-Slip Faults Revisited. *Pure and Applied Geophysics*, 166 :1575–1594. (Cité page 29.)
- Delouis, B., Giardini, D., Lundgren, P., and Salichon, J. (2002). Joint Inversion of InSAR, GPS, Teleseismic, and Strong-Motion Data for the Spatial and Temporal Distribution of Earthquake Slip : Application to the 1999 Izmit Mainshock. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92(1) :278–299. (Cité page 112.)

-
- Deng, J., Hudnut, K., Gurnis, M., and Hauksson, E. (1999). Stress Loading From Viscous Flow in the Lower Crust and Triggering of Aftershocks Following the 1994 Northridge, California, Earthquake. *Geophysical Research Letters*, 26(21) :3209–3212. (Cité page 21.)
- Deng, J. and Sykes, L. R. (1997). triggering of moderate-size earthquakes : A 200-year perspective. *Journal of African Earth Sciences*, 102 :9859–9886. (Cité pages 21 et 161.)
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H. R., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Moigne, N. L., Sedighi, M., and Khorrarni, F. (2010). GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran Yahya. *Geophysical Journal International*, 183 :1287–1301. (Cité page 37.)
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H. R., and Tavakoli, F. (2011). NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics : Results from the Iranian permanent GPS network. *Earth and Planetary Science Letters*, 307 :27–34. (Cité page 37.)
- Doin, M., Lasserre, C., Peltzer, G., Cavalié, O., and Doubre, C. (2009). Corrections of stratified tropospheric delays in SAR interferometry : Validation with global atmospheric models. *Journal of Applied Geophysics*, 69(1) :35–50. (Cité page 101.)
- Doin, M.-p., Lodge, F., Guillaso, S., Jolivet, R., Lasserre, C., Ducret, G., Grandin, R., Pathier, E., and Pinel, V. (2012). Presentation of the small baseline NSBAS processing chain on a case example : the Etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using Envisat data. In *Proc. 'Fringe 2011 Workshop'*. (Cité pages 100 et 101.)
- Dolan, J. F., Bowman, D. D., and Sammis, C. G. (2007). Long-range and long-term fault interactions in Southern California. *Geology*, 35(9) :855–858. (Cité pages 17 et 19.)
- Dolan, J. F. and Haravitch, B. D. (2014). How well do surface slip measurements track slip at depth in large strike-slip earthquakes? The importance of fault structural maturity in controlling on-fault slip versus off-fault surface deformation. *Earth and Planetary Science Letters*, 388 :38–47. (Cité pages 112, 137 et 138.)
- Dreger, D. and Kaverina, A. (2000). Seismic Remote Sensing for the Earthquake Source Process and Near-Source Strong Shaking : A Case Study of the October 16, 1999 Hector Mine Earthquake. *Geophysical Research Letters*, 27(13) :1941–1944. (Cité page 16.)
- Du, Y. and Segall, P. (1997). Quasi-static dislocations in three dimensional inhomogeneous media. *Geophysical Research Letters*, 24(18) :2347–2350. (Cité page 109.)
- Elliott, A. J., Dolan, J. F., and Oglesby, D. D. (2009). Evidence from coseismic slip gradients for dynamic control on rupture propagation and arrest through stepovers. *Journal of Geophysical Research*, 114(B02312) :1–8. (Cité page 29.)
- Elliott, J. R., Nissen, E. K., England, P. C., Jackson, J. A., Lamb, S., Li, Z., and Oehlers, M. (2012). Slip in the 2010–2011 Canterbury earthquakes, New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, 117. (Cité page 110.)
- Ellis, M. A. and Dunlap, J. W. (1988). Displacement variation along thrust faults : implications for the development of large faults. *Journal of Structural Geology*, 10(2) :183–192. (Cité page 29.)
- Engdahl, E. R., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A., and Priestley, K. (2006). Relocation and assessment of seismicity in the Iran region. *Geophysical Journal International*, pages 761–778. (Cité pages 43, 46, 72, 114, 146, 154 et 195.)
- Farahbod, A., Lindholm, C., Mokhtari, M., and Bungum, H. (2003). Aftershock Analysis for the 1997 Ghaen-Birjand (A rdekul) Earthquake. *Journal of seismology and earthquake engineering*, 5(2) :1–10. (Cité pages 135 et 136.)

- Farbod, Y., Bellier, O., Shabanian, E., and Abbassi, M. R. (2011). Geomorphic and structural variations along the Doruneh Fault System (central Iran). *Tectonics*, 30 :1–25. (Cité page 39.)
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., and Alsdorf, D. (2007). The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of geophysics*, 45(2) :1–33. (Cité page 101.)
- Fattahi, M. (2015). OSL dating of the Miam Qanat (KARIZ) system in NE Iran. *Journal of Archaeological Science*, 59 :54–63. (Cité page 51.)
- Fattahi, M., Walker, R., Khatib, M. M., Zarrinkoub, M., and Talebian, M. (2015). Determination of slip-rate by optical dating of lake bed sediments from the Dasht-e-Bayaz fault, NE Iran. *Geochronometria*, 42 :148–157. (Cité pages 51 et 97.)
- Ferry, M., Meghraoui, M., Karaki, N. A., Al-Taj, M., and Khalil, L. (2011). Episodic Behavior of the Jordan Valley Section of the Dead Sea Fault Inferred from a 14-ka-Long Integrated Catalog of large earthquakes. *Bulletin of Seismological Society of America*, 101(1) :39–67. (Cité page 18.)
- Fialko, Y., Sandwell, D., Simons, M., and Rosen, P. (2005). Three-dimensional deformation caused by the Bam, Iran, earthquake and the origin of shallow slip deficit. *Nature*, 435 :295–299. (Cité page 137.)
- Foroosh, H., Zerubia, J. B., and Berthod, M. (2002). Extension of Phase Correlation to Subpixel Registration. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 11(3) :188–200. (Cité page 60.)
- Freed, A. M. (2005). Earthquake Triggering by Static, Dynamic, and Postseismic Stress Transfer. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33 :335–367. (Cité pages 15, 24, 56, 70, 134 et 142.)
- Freed, A. M. and Lin, J. (2001). Delayed triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by viscoelastic stress transfer. *Nature*, 411 :1999–2002. (Cité pages 21 et 24.)
- Fukushima, Y., Cayol, V., and Durand, P. (2005). Finding realistic dike models from interferometric synthetic aperture radar data : The February 2000 eruption at Piton de la Fournaise. *Journal of Geophysical Research*, 110 :1–16. (Cité page 109.)
- Funning, G. J., Parsons, B., and Wright, T. J. (2007). Fault slip in the 1997 Manyi, Tibet earthquake from linear elastic modelling of InSAR displacements. *Geophysical Journal International*, pages 988–1008. (Cité page 111.)
- Geological Survey Of Iran (1982). Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. Geological quadrangle maps of Iran No I.7, K.7 and I.8. (Cité page 138.)
- Glowacka, E., Nava, F. A., Di, G., Wong, V., and Farfa, F. (2002). Fault Slip, Seismicity, and Deformation in Mexicali Valley, Baja California, Mexico, after the M 7.1 1999 Hector Mine Earthquake. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92(4) :1290–1299. (Cité page 23.)
- Gold, R. D., Cowgill, E., Arrowsmith, J. R., and Friedrich, A. M. (2017). Pulsed strain release on the Altyn Tagh fault, northwest China. *Earth and Planetary Science Letters*, 459 :291–300. (Cité page 18.)
- Gomberg, J., Bodin, P., Larson, K., and Dragert, H. (2004). Earthquake nucleation by transient deformations caused by the. *Nature*, 427(6975) :621–624. (Cité page 23.)
- Gombert, B., Duputel, Z., Jolivet, R., Doubre, C., Rivera, L., and Simons, M. (2017). Revisiting the 1992 Landers earthquake : a Bayesian exploration of co-seismic slip and off-fault damage. *Geophysical Journal International*. (Cité pages 109 et 112.)

-
- Haghipour, A. and Amidi, M. (1980). The November 14 to December 25, 1979 Ghaenat Earthquakes of Northeast Iran and their Tectonic Implications. *Bulletin of Seismological Society of America*, 70(5) :1751–1757. (Cité pages [44](#), [45](#) et [73](#).)
- Hainzl, S., Enescu, B., Cocco, M., Woessner, J., Catalli, F., Wang, R., and Roth, F. (2009). Aftershock modeling based on uncertain stress calculations. *Journal of geophysical research*, 114 :1–12. (Cité page [112](#).)
- Hamling, I. J., Hreinsdóttir, S., Clark, K., Elliott, J., Liang, C., Fielding, E., Litchfield, N., Villamor, P., Wallace, L., Wright, T. J., D’Anastasio, E., Bannister, S., Burbidge, D., Denys, P., Gentle, P., Howarth, J., Mueller, C., Palmer, N., Pearson, C., Power, W., Barnes, P., Barrell, D. J. A., Van Dissen, R., Langridge, R., Little, T., Nicol, A., Pettinga, J., Rowland, J., and Stirling, M. (2017). Complex multi-fault rupture during the 2016 Mw 7.8 Kaikoura earthquake, New Zealand. *Science*, 356(6334). (Cité page [112](#).)
- Hanssen, R. F. (2001). *Radar interferometry : data interpretation and error analysis (Vol. 2)*. Springer Science & Business Media. (Cité page [117](#).)
- Harris, A. (1998). Introduction to special section : Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *Journal of Geophysical Research*, 103(B10) :347–358. (Cité page [142](#).)
- Harris, R. A., Archuleta, R. J., and Day, M. (1991). Fault steps and the dynamic rupture process : 2-D numerical simulations of a spontaneously propagating shear fracture. *Geophysical Research Letters*, 18(5) :893–896. (Cité page [29](#).)
- Harris, R. A. and Day, S. M. (1993). Dynamics of Fault Interaction : Parallel Strike-Slip Faults. *Journal of Geophysical Research*, 98(B3) :4461–4472. (Cité page [29](#).)
- Harris, R. A. and Day, S. M. (1999). Dynamic 3D simulations of earthquakes on en echelon faults. *Geophysical Research Letters*, 26(14) :2089–2092. (Cité page [29](#).)
- Harris, R. A. and Simpson, R. W. (1996). In the shadow of 1857-the effect of the great Ft. Tejon earthquake on subsequent earthquakes in southern California. *Geophysical Research Letters*, 23(3) :229–232. (Cité page [97](#).)
- Hauksson, E., Jones, I. L. M., Huiton, K., and Eberhart-phillips, D. (1993). The 1992 Landers Earthquake Sequence : Seismological Observations Sierra. *Geophysical Research Letters*, 98(B11) :835–858. (Cité page [15](#).)
- Hauksson, E., Stock, J., Hutton, K., Yang, W., Vidal-Villegas, J. A., and Kanamori, H. (2010). The 2010 Mw 7.2 El Mayor-Cucapah Earthquake Sequence, Baja California, Mexico and Southernmost California , USA : Active Seismotectonics along the Mexican Pacific Margin. *Pure and Applied Geophysics*, 168(8-9) :1255–1277. (Cité page [109](#).)
- He, J. and Peltzer, G. (2010). Poroelastic triggering in the 9-22 January 2008 Nima-Gaize (Tibet) earthquake sequence. *Geology*, 38(10) :907–910. (Cité page [32](#).)
- Hearn, E. H., McClusky, S., Ergintav, S., and Reilinger, R. E. (2009). Izmit earthquake postseismic deformation and dynamics of the North Anatolian Fault Zone. *Journal of Geophysical Research*, 114 :1–21. (Cité page [134](#).)
- Hearn, H., Bürgmann, R., and Reilinger, R. E. (2002). Dynamics of Izmit Earthquake Postseismic Deformation and Loading of the Düzce Earthquake Hypocenter. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92(1) :172–193. (Cité page [23](#).)
- Hermas, E., Leprince, S., and El-magd, I. A. (2012). Retrieving sand dune movements using sub-pixel correlation of multi-temporal optical remote sensing imagery, northwest Sinai Peninsula, Egypt. *Remote Sensing of Environment*, 121 :51–60. (Cité page [57](#).)

- Hill, A. D. P., Reasenber, P. A., Michael, A., Arabaz, W. J., Beroza, G., Brumbaugh, D., Brune, J. N., Castro, R., Davis, S., Ellsworth, W. L., Gomborg, J., Harmsen, S., House, L., Jackson, S. M., Johnston, M. J. S., Jones, L., Keller, R., Malone, S., Munguia, L., Nava, S., Pechmann, J. C., Sanford, A., Simpson, R. W., Smith, R. B., Stark, M., Stickney, M., Vidal, A., Walter, S., Wong, V., and Zollweg, J. (1993). Seismicity Remotely Triggered by the magnitude 7.3 Landers, California, earthquake. *Science*, 260(5114) :1617–1623. (Cité page 23.)
- Hodgkinson, K. M., Stein, R. S., and King, G. C. P. (1996). The 1954 Rainbow Mountain-Fairview Peak-Dixie Valley earthquakes : A triggered normal faulting sequence. *Journal of Geodynamics*, 101(B11) :25459–25471. (Cité page 32.)
- Holbrook, J., Autin, W. J., Rittenour, T. M., Marshak, S., and Goble, R. J. (2006). Stratigraphic evidence for millennial-scale temporal clustering of earthquakes on a continental-interior fault : Holocene Mississippi River floodplain deposits, New Madrid seismic zone, USA. *Tectonophysics*, 420 :431–454. (Cité page 18.)
- Hollingsworth, J., Ayoub, F., Doin, M.-p., Daout, S., Perfettini, H., Peltzer, G., and Samsonov, S. (2017a). Characterization and removal of shadow bias from Optical Image Correlation ; application to the 2013 Balouchistan earthquake. (Cité page 189.)
- Hollingsworth, J., Leprince, S., Ayoub, F., and Avouac, J. P. (2012). Deformation during the 1975-1984 Krafla rifting crisis, NE Iceland, measured from historical optical imagery. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117 :1–24. (Cité pages 33, 56, 64, 67 et 70.)
- Hollingsworth, J., Leprince, S., Ayoub, F., and Avouac, J.-p. (2013). New constraints on dike injection and fault slip during the 1975–1984 Krafla rift crisis, NE Iceland. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118 :1–21. (Cité pages 33, 56 et 70.)
- Hollingsworth, J., Lingling, Y., and Avouac, J.-p. (2017b). Dynamically triggered slip on a splay fault in the Mw 7.8, 2016 Kaikoura (New Zealand) earthquake. *Geophysical Research Letters*, pages 3517–3525. (Cité pages 56, 75, 76 et 87.)
- Hooper, A., Segall, P., Johnson, K., and Rubinstein, J. (2002). Reconciling seismic and geodetic models of the 1989 Kilauea south flank earthquake. *Geophysical Research Letters*, 29(22). (Cité page 109.)
- Hubert-Ferrari, A., Armijo, R., King, G., Meyer, B., and Barka, A. (2002). Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey. *Journal of Geophysical Research*, 107(B10). (Cité page 31.)
- Hubert-Ferrari, A., King, G., Manighetti, I., Armijo, R., Meyer, B., and Tapponnier, P. (2003). Long-term elasticity in the continental lithosphere ; modelling the Aden Ridge propagation and the Anatolian extrusion process. *Geophysical Journal International*, 153 :111–132. (Cité pages 16 et 18.)
- INGV, R. (2016). Summary report on the October 30, 2016 earthquake in central Italy Mw 6.5. Technical report. (Cité page 93.)
- Jackson, J. and Mckenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 77 :185–264. (Cité pages 36, 39 et 148.)
- Jaeger, J. and Cook, N. (1979). *Fundamentals of Rock Mechanics*. London, chapman & edition. (Cité page 19.)

-
- Jolivet, R., Duputel, Z., Riel, B., Simons, M., Rivera, L., Minson, S. E., Zhang, H., Aivazis, M. A. G., Ayoub, F., Leprince, S., Samsonov, S., Motagh, M., and Fielding, E. J. (2014). Short Note The 2013 Mw 7.7 Balochistan Earthquake : Seismic Potential of an Accretionary Wedge. *Bulletin of Seismological Society of America*, 104(2). (Cité pages [112](#), [118](#) et [137](#).)
- Jonsson, S., Zebker, H., Segall, P., and Amelung, F. (2002). Fault Slip Distribution of the 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, Earthquake, Estimated from Satellite Radar and GPS Measurements. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92(4) :1377–1389. (Cité pages [111](#), [119](#) et [125](#).)
- Kääb, A., Altena, B., and Mascaro, J. (2017). Coseismic displacements of the 14 November 2016 Mw 7.8 Kaikoura, New Zealand, earthquake using the Planet optical cubesat constellation. *Natural Hazard and Earth System Sciences*, 17 :627–639. (Cité pages [56](#) et [75](#).)
- Kanamori, H. and Anderson, D. L. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of Seismological Society of America*, 65(5) :1073–1095. (Cité pages [24](#) et [142](#).)
- Kaneko, Y. and Fialko, Y. (2011). rupture simulations with elasto-plastic off-fault response. *Geophysical Journal International*, 186 :1389–1403. (Cité page [138](#).)
- Kenner, S. J. and Simons, M. (2005). Temporal clustering of major earthquakes along individual faults due to post-seismic reloading. *Geophysical Journal International*, 160 :179–194. (Cité page [19](#).)
- King, G. and Nabelek, J. (1985). Role of Fault Bends in the Initiation and Termination of Earthquake Rupture. *Science*, 228. (Cité pages [29](#), [96](#) et [136](#).)
- King, G. C. P. and Cocco, M. (2001). Fault interaction by elastic stress changes : New clues from earthquake sequences. *Advances in geophysics*, 44. (Cité page [19](#).)
- King, G. C. P., Stein, R. S., and Lin, J. (1994). Static Stress Changes and the Triggering of Earthquakes. *Bulletin of Seismological Society of America*, 84(3) :935–953. (Cité pages [13](#), [19](#), [20](#), [142](#), [143](#) et [147](#).)
- Kirby, S. H. and Kronenberg, A. K. (1987). Rheology of the Lithosphere : Selected Topics. *Reviews of geophysics*, 25(7). (Cité page [21](#).)
- Klinger, Y., Le Béon, M., and Al-Qaryouti, M. (2015). 5000 yr of paleoseismicity along the southern Dead Sea fault. *Geophysical Journal International*, 202 :313–327. (Cité page [18](#).)
- Klinger, Y., Michel, R., and King, G. C. P. (2006). Evidence for an earthquake barrier model from Mw 7.8 Kokoxili (Tibet) earthquake slip-distribution. *Earth and Planetary Science Letters*, 242(3-4) :354–364. (Cité pages [135](#) et [136](#).)
- Konca, A. O., Leprince, S., Avouac, J.-p., and Helmberger, D. V. (2010). Rupture Process of the 1999 Mw 7.1 Duzce Earthquake from Joint Analysis of SPOT, GPS, InSAR, Strong-Motion, and Teleseismic Data : A Supershear Rupture with Variable Rupture Velocity. *Bulletin of Seismological Society of America*, 100(1) :267–288. (Cité pages [75](#) et [112](#).)
- Lasserre, C., Peltzer, G., Crampe, F., Klinger, Y., and Woerd, J. V. D. (2005). Coseismic deformation of the 2001 M w = 7 . 8 Kokoxili earthquake in Tibet , measured by synthetic aperture radar interferometry. *Journal of geophysical research*, 110. (Cité page [112](#).)
- Lefevre, M., Klinger, Y., Al-qaryouti, M., and Le Béon, M. (2018). Slip deficit and temporal clustering along the Dead Sea fault from paleoseismological investigations. *Scientific Reports*, 8(1). (Cité page [18](#).)

- Leprince, S., Barbot, S., Ayoub, F., and Avouac, J.-p. (2007). Automatic and Precise Orthorectification, Coregistration, and Subpixel Correlation of Satellite Images, Application to Ground Deformation Measurements. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 45(6) :1529–1558. (Cité pages 57, 58, 59, 60, 61, 75, 100, 112, 115 et 140.)
- Lettis, W., Bachhuber, J., Witter, R., Brankman, C., Randolph, C. E., Barka, A., Page, W. D., and Kaya, A. (2002). Influence of Releasing Step-Overs on Surface Fault Rupture and Fault Segmentation : Examples from the 17 August 1999 Izmit earthquake on the North Anatolian Fault, Turkey. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92(1) :19–42. (Cité page 29.)
- Lin, J. and 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(B02303) :1–19. (Cité pages 32, 54 et 145.)
- Linde, A. T., Gladwin, M. T., Johnston, M. J. S., Gwyther, R. L., Bilham, R., and B, E. (1996). A slow earthquake sequence on the San Andreas Fault. *Nature*, 383(6595) :65–68. (Cité page 12.)
- Liu-zeng, J., Zhang, Z., Wen, L., Tapponnier, P., Sun, J., Xing, X., Hu, G., Xu, Q., Zeng, L., Ding, L., Ji, C., Hudnut, K. W., and Woerd, J. V. D. (2009). Co-seismic ruptures of the 12 May 2008, Ms 8.0 Wenchuan earthquake, Sichuan : East – west crustal shortening on oblique, parallel thrusts along the eastern edge of Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 286 :355–370. (Cité page 96.)
- Lockner, A. (1998). A generalized law for brittle deformation of Westerly granite. *Journal of Geophysical Research*, 103(B3) :5107–5123. (Cité page 25.)
- Lozos, J. C., Oglesby, D. D., Brune, J. N., and Olsen, K. B. (2015). Rupture Propagation and Ground Motion of Strike-Slip Stepovers with Intermediate Fault Segments. *Bulletin of Seismological Society of America*, 105(1) :387–399. (Cité page 29.)
- Lozos, J. C., Oglesby, D. D., Duan, B., and Wesnousky, S. G. (2011). The Effects of Double Fault Bends on Rupture Propagation : A Geometrical Parameter Study. *Bulletin of Seismological Society of America*, 101(1) :385–398. (Cité page 29.)
- Lyakhovsky, V., Ben-zion, Y., and Agnon, A. (2001). Earthquake cycle, fault zones, and seismicity patterns in a theologically layered lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 106(B3) :4103–4120. (Cité page 19.)
- Lynch, J. C., Bürgmann, R., and Richards, M. A. (2003). When faults communicate : Viscoelastic coupling and earthquake clustering in a simple two-fault system. *Geophysical Research Letters*, 30(6) :6–9. (Cité page 28.)
- Manighetti, I., Campillo, M., Bouley, S., and Cotton, F. (2007). Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity. *Earth and Planetary Science Letters*, 253 :429–438. (Cité pages 31, 97 et 98.)
- Manighetti, I., Caulet, C., De Barros, L., Perrin, C., Cappa, F., and Gaudemer, Y. (2015). Generic along-strike segmentation of Afar normal faults, East Africa : Implications on fault growth and stress heterogeneity on seismogenic fault planes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16 :443–467. (Cité pages 29 et 30.)
- Manighetti, I., King, G. C. P., Gaudemer, Y., Scholz, C. H., and Doubre, C. (2001). Slip accumulation and lateral propagation of active normal faults in Afar. *Journal of Geophysical Research*, 106(B7) :667–693. (Cité page 29.)

-
- Marchandon, M., Vergnolle, M., Sudhaus, H., and Cavalié, O. (2018). Fault geometry and slip distribution at depth of the 1997 Mw 7.2 Zirkuh earthquake : contribution of near-field displacement data. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 123 :1–21. (Cité pages 74, 96, 148 et 162.)
- Marco, S., Stein, M., and Agnon, A. (1996). Long-term earthquake clustering : A 50,000-year paleoseismic record in the Dead Sea Graben. *Journal of Geodynamics*, 101(B3) :6179–6191. (Cité page 18.)
- Marinkovic, P. and Larsen, Y. (2013). Consequences of long-term ASAR local oscillator frequency decay - an empirical study of 10 years of data. *European Space Agency, Living Pla.* (Cité page 101.)
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignières, M., Nankali, H., and Van Gorp, S. (2007). Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements : new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran. *Geophysical Journal International*, 170 :436–440. (Cité pages 36 et 37.)
- Masson, F., Ch, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., and Tavakoli, F. (2005). Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. *Geophysical Journal International*, 160 :217–226. (Cité page 38.)
- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K., and Rabaute, T. (1993). The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, 364 :138–142. (Cité page 111.)
- Masterlark, T., Masterlark, T., and Wang, H. F. (2013). Poroelastic Coupling Between the 1992 Landers and Big Bear Earthquakes Transient Stress-Coupling Between the 1992 Landers and 1999 Hector Mine, California, Earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 92(4) :1470–1486. (Cité page 23.)
- Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., Zanchi, A., Berra, F., Eshraghi, S. A., Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., Zanchi, A., Berra, F., Mossavvari, F., and Eshraghi, S. A. (2012). Neogene block rotation in central Iran : Evidence from paleomagnetic data. *Geological Society of America Bulletin*, 124(5-6) :943–956. (Cité page 39.)
- McCalpin, J. P. and Nishenko, S. P. (1996). Holocene paleoseismicity, temporal clustering, and probabilities of future large ($M > 7$) earthquakes on the Wasatch fault zone, Utah. *Journal of Geophysical Research*, 101(B3) :6233–6253. (Cité page 18.)
- Mckenzie, D. (1972). Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30 :109–185. (Cité page 148.)
- Mendoza, C. and Hartzell, S. H. (1988). Aftershock patterns and main shock faulting. *Bulletin du B.R.G.M*, 78(4) :1438–1449. (Cité page 135.)
- Meyer, B. and Dortz, K. L. (2007). Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran : Estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. *Tectonics*, 26 :1–20. (Cité pages 52 et 97.)
- Michel, R. and Avouac, J.-p. (2002). Deformation due to the 17 August 1999 Izmit, Turkey, earthquake measured from SPOT images. *Journal of Geophysical Research*, 107(0) :1–6. (Cité pages 57, 70 et 112.)
- Michele, M., Di Stefano, R., Chiaraluce, L., Cattaneo, M., De Gori, P., Monachesi, G., Latorre, D., Marzorati, S., Valoroso, L., Ladina, C., Chiarabba, C., Lauciani, V., and Fares, M. (2016). The Amatrice 2016 seismic sequence : a preliminary look at the mainshock and aftershocks distribution. *Annals of Geophysics*, 59 :1–8. (Cité page 70.)

- Mildon, Z. K., Roberts, G. P., Walker, J. P. F., and Iezzi, F. (2017). Coulomb stress transfer and fault interaction over millennia on non-planar active normal faults : the Mw 6.5–5.0 seismic sequence of 2016–2017, central Italy Zoe. *Geophysical Journal International*, 210 :1206–1218. (Cité pages 32, 158 et 161.)
- Mildon, Z. K., Toda, S., Faure Walker, J. P., and Roberts, G. P. (2016). Evaluating models of Coulomb stress transfer : Is variable fault geometry important ? *Geophysical Research Letters*, 43(24) :407–414. (Cité pages 147 et 157.)
- Milliner, C. W. D., Dolan, J. F., Hollingsworth, J., Leprince, S., Ayoub, F., and Sammis, C. G. (2015). Quantifying near-field and off-fault deformation patterns of the 1992 Mw 7.3 Landers earthquake. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, pages 1577–1598. (Cité pages 75, 87, 96, 112 et 138.)
- Milliner, C. W. D., Sammis, C., Allam, A. A., Dolan, J. F., Hollingsworth, J., and Leprince, S. (2016). Resolving Fine-Scale Heterogeneity of Co-seismic Slip and the Relation to Fault Structure. *Scientific Reports*, 6 :1–9. (Cité pages 56 et 96.)
- Minson, S. E., Simons, M., and Beck, J. L. (2013). Bayesian inversion for finite fault earthquake source models I—theory and algorithm. *Geophysical Journal International*, 194 :1701–1726. (Cité page 108.)
- Monelli, D. and Mai, P. M. (2008). Bayesian inference of kinematic earthquake rupture parameters through fitting of strong motion data. *Geophysical Journal International*, pages 220–232. (Cité page 121.)
- Moreno, M., Rosenau, M., and Oncken, O. (2010). 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. *Nature*, 467(7312) :198–202. (Cité page 97.)
- Mousavi, Z. (2013). *Characterization of active fault behavior in eastern Iran using a combined geodetic (GPS and InSAR) and tectonic approach ; implications on seismic hazard*. PhD thesis. (Cité pages 101 et 145.)
- Nalbant, S. S., McCloskey, J., and Steacy, S. (2005a). Lessons on the calculation of static stress loading from the 2003 Bingol, Turkey earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 235 :632–640. (Cité pages 32 et 147.)
- Nalbant, S. S., McCloskey, J., Steacy, S., and Barka, A. A. (2002). Stress accumulation and increased seismic risk in eastern Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 195 :291–298. (Cité page 32.)
- Nalbant, S. S., Steacy, S., and McCloskey, J. (2006). Stress transfer relations among the earthquakes that occurred in Kerman province, southern Iran since 1981. *Geophysical Journal International*, 167 :309–318. (Cité pages 32 et 142.)
- Nalbant, S. S., Steacy, S., Sieh, K., Natawidjaja, D., and McCloskey, J. (2005b). Earthquake risk on the Sunda trench. *Nature*, 435(7043) :756. (Cité page 32.)
- Nazari, H., Fattahi, M., Meyer, B., Michel, S., Talebian, M., Dortz, K. L., Bateman, M. D., and Ghorashi, M. (2013). First evidence for large earthquakes on the Deshir Fault , Central Iran Plateau. *Terra Nova*, 21(6) :417–426. (Cité page 71.)
- Nostro, C., Piersanti, A., and Cocco, M. (2001). Normal fault interaction caused by coseismic and postseismic stress changes. *Journal of geophysical research*, 106(B9) :19391–19410. (Cité page 32.)
- Nowroozi, A. and Mohajer-Ashjai, A. (1980). Faulting of Kurizan and Koli (Iran) earthquakes of November 1979. A field report. *Bulletin du B.R.G.M*, IV(2) :97–99. (Cité pages 44, 45, 47, 68, 73, 78, 86, 89, 148, 151 et 195.)

-
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of Seismological Society of America*, 75(4) :1135–1154. (Cité page [109](#).)
- Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of Seismological Society of America*, pages 1018–1040. (Cité pages [54](#), [109](#), [118](#), [120](#), [134](#) et [144](#).)
- Oppenheim, A., Schafer, R., and Buck, J. (1999). *Discrete-Time Signal Processing*. NJ : Prentice-Hall, 2nd ed. up edition. (Cité page [58](#).)
- Page, M. T., Custo, S., Archuleta, R. J., and Carlson, J. M. (2009). Constraining earthquake source inversions with GPS data : 1. Resolution-based removal of artifacts. *Journal of African Earth Sciences*, 114 :1–13. (Cité pages [126](#) et [128](#).)
- Parsons, I. D., F. H. J., and Lyzenga, G. A. (1988). Relationships between the average offset and the stress drop for two- and three-dimensional faults. *Bulletin of Seismological Society of America*, 78(2) :931–945. (Cité page [167](#).)
- Parsons, T. (2004). Recalculated probability of Mw 7 earthquakes beneath the Sea of Marmara, Turkey. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 109 :1–21. (Cité page [112](#).)
- Parsons, T. and Dreger, D. S. (2000). Static-stress impact of the 1992 Landers earthquake sequence on nucleation and slip at the site of the 1999 M=7.1 Hector Mine earthquake, southern California. *Geophysical Research Letters*, 27(13) :1949–1952. (Cité page [21](#).)
- Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F., and Hudnut, K. (1996). Postseismic Rebound in Fault Step-Overs Caused by Pore Fluid Flow. *Science*, 1702(5279) :61–63. (Cité page [13](#).)
- Perfettini, H. and Avouac, J. (2004). Postseismic relaxation driven by brittle creep : A possible mechanism to reconcile geodetic measurements and the decay rate of aftershocks, application to the Chi-Chi earthquake, Taiwan. *Journal of Geophysical Research*, 109(B02304) :1–15. (Cité page [13](#).)
- Pizzi, A., Di Domenica, A., Gallovic, F., Luzi, L., and Puglia, R. (2017). Fault Segmentation as Constraint to the Occurrence of the Main Shocks of the 2016 Central Italy Seismic Sequence. *Tecton*, 36. (Cité page [15](#).)
- Pollitz, F., Vergnolle, M., and Calais, E. (2003). Fault interaction and stress triggering of twentieth century earthquakes in Mongolia. *Journal of geophysical research*, 108(B10) :1–14. (Cité pages [16](#), [21](#), [56](#), [70](#), [142](#), [143](#) et [161](#).)
- Pollitz, F. F., Banerjee, P., Bürgmann, R., Hashimoto, M., and Choosakul, N. (2006). Stress changes along the Sunda trench following the 26 December 2004 Sumatra-Andaman and 28 March 2005 Nias earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 33(L06309) :26–29. (Cité page [32](#).)
- Pollitz, F. F. and Sacks, S. I. (1997). The 1995 Kobe, Japan, Earthquake : A Long-Delayed Aftershock of the Offshore 1944 Tonankai and 1946 Nankaido Earthquakes. *Bulletin of Seismological Society of America*, 87(1) :1–10. (Cité pages [21](#) et [23](#).)
- Pollitz, F. F. and Vergnolle, M. (2006). Mechanical deformation model of the western United States instantaneous strain-rate field. *Geophysical Journal International*, 167 :421–444. (Cité page [149](#).)
- Pollitz, F. F., Wicks, C., and Thatcher, W. (2001). Mantle Flow Beneath a Continental Strike-Slip Fault : Postseismic Deformation After the 1999 Hector Mine Earthquake. *Science*, 293(5536) :1814–1819. (Cité page [13](#).)

- Pondard, N., Armijo, R., King, G. C. P., and Meyer, B. (2007). Fault interactions in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault) : earthquake clustering and propagating earthquake sequences. *Geophysical Journal International*, 171 :1185–1197. (Cité page 17.)
- Reasenber, P. A. and Simpson, R. W. (1997). Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. *U.S Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1550-D :49–72. (Cité page 20.)
- Reid, H. F. (1910). The california earthquake of April 18, 1906. Volume 2 : The mechanics of the earthquake. Technical report. (Cité pages 12 et 14.)
- Reilinger, R. E., Ergintav, S., Bu, R., Mcclusky, S., Lenk, O., Barka, A., Gurkan, O., Hearn, L., Feigl, K. L., Cakmak, R., Aktug, B., Ozener, H., and To, M. N. (2000). Coseismic and Postseismic Fault Slip for the 17 August 1999, Earthquake. *Science*, 289(August 1999) :1519–1524. (Cité page 111.)
- Ritz, J., Bourle, D., Brown, E. T., Carretier, S., Chéry, J., Enhtuvshin, B., Galsan, P., Finkel, R. C., Hanks, T. C., Kendrick, K. J., Philip, H., Raisbeck, G., Schlupp, A., Schwartz, D. P., and Yiou, F. (2003). Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with 10 Be dates. *Journal of Geophysical Research*, 108(B3) :1–16. (Cité page 16.)
- Rosen, P. A., Hensley, S., Peltzer, G., Rogez, F., Simons, M., Crampe, F., and Lohmann, R. (2000). Roi_PAC - A Repeat Orbit Interferometry Package. In *American Geophysical Union Abstract*. (Cité page 100.)
- Rosu, A.-m., Pierrot-deseilligny, M., Delorme, A., Binet, R., and Klinger, Y. (2015). ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing Measurement of ground displacement from optical satellite image correlation using the free open-source software MicMac. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 100 :48–59. (Cité page 112.)
- Ryder, I., Bürgmann, R., and Fielding, E. (2012). Static stress interactions in extensional earthquake sequences : An example from the South Lunggar Rift, Tibet. *Journal of geophysical research*, 117(B09405) :1–18. (Cité pages 32 et 161.)
- Sambridge, M. and Mosegaard, K. (2002). Monte Carlo methods in geophysical inverse problems. *Reviews of geophysics*, 40(3). (Cité pages 113, 120 et 121.)
- Sammis, C. G. and Smith, S. W. (2013). Tectonophysics Triggered tremor, phase-locking, and the global clustering of great earthquakes. *Tectonophysics*, 589 :167–171. (Cité pages 25, 27 et 142.)
- Savage, J. C. (1990). Equivalent strike-slip earthquakes cycles in half-space and lithosphere-aesthenosphere earth models. *Journal of Geophysical Research*, 95(B4) :4873–4879. (Cité page 144.)
- Scherler, D., Leprince, S., and Strecker, M. R. (2008). Glacier-surface velocities in alpine terrain from optical satellite imagery — Accuracy improvement and quality assessment. *Remote Sensing of Environment*, 112 :3806–3819. (Cité page 57.)
- Schlagenhauf, A., Manighetti, I., Benedetti, L., Gaudemer, Y., Finkel, R., Malavieille, J., and Pou, K. (2011). Earthquake supercycles in Central Italy, inferred from ³⁶Cl exposure dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 307 :487–500. (Cité pages 12, 16, 18, 56 et 70.)
- Scholz, C. H. (2002). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge, UK, cambridge edition. (Cité pages 19 et 97.)

-
- Scholz, C. H. (2010). Large Earthquake Triggering, Clustering, and the Synchronization of Faults. *Bulletin of Seismological Society of America*, 100(3) :901–909. (Cité pages 24, 25, 26, 32, 56 et 142.)
- Schwartz, D. P. and Coppersmith, K. J. (1984). Fault Behavior and Characteristic Earthquakes : Examples From the Wasatch and San Andreas Fault Zones. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7) :5681–5698. (Cité page 12.)
- Segall, P. and Pollard, D. (1980). Mechanics of Discontinuous Faults. *Journal of Geophysical Research*, 85(B8) :4337–4350. (Cité page 29.)
- Shan, B., Xiong, X., Wang, R., Zheng, Y., and Yang, S. (2013). Coulomb stress evolution along Xianshuihe – Xiaojiang Fault System since 1713 and its interaction with Wenchuan earthquake, May 12, 2008. *Earth and Planetary Science Letters*, 377–378 :199–210. (Cité pages 32 et 161.)
- Shean, D. E., Alexandrov, O., Moratto, Z. M., Smith, B. E., Joughin, I. R., Porter, C., and Morin, P. (2016). An automated , open-source pipeline for mass production of digital elevation models (DEMs) from very-high-resolution commercial stereo satellite imagery. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 116 :101–117. (Cité pages 65 et 76.)
- Shimazaki, K. and Nakata, T. (1980). Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 7(4) :279–282. (Cité pages 12 et 14.)
- Sieh, K., Natawidjaja, D. H., Meltzner, A. J., Chuan-Chou, S., Cheng, H., Li, K.-S., Suwargadi, B. W., Galetzka, J., Philibosian, B., and Edwards, L. R. (2008). Earthquake Supercycles Inferred from Sea-Level Changes Recorded in the Corals of West Sumatra. *Science*, 322 :1674–1678. (Cité pages 17, 18, 56 et 70.)
- Simons, M., Fialko, Y., and Rivera, L. (2002). Coseismic Deformation from the 1999 M w 7 . 1 Hector Mine , California , Earthquake as Inferred from InSAR and GPS Observations. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92(4) :1390–1402. (Cité page 138.)
- Sladen, A., Tavera, H., Simons, M., Avouac, J. P., Konca, A. O., Perfettini, H., Audin, L., Fielding, E. J., Ortega, F., and Cavagnoud, R. (2010). Source model of the 2007 Mw 8.0 Pisco, Peru earthquake : Implications for seismogenic behavior of subduction megathrusts. *Journal of Geophysical Research*, 115(B02405) :1–27. (Cité page 135.)
- Smith, B. M. L., Scales, J. A., and Fischer, T. L. (1992). Global search and genetic algorithms. *Geophysics : The leading edge of exploration*, pages 22–26. (Cité pages 108, 113, 120 et 121.)
- Steady, S. and Marsan, D. (2004). Sensitivity of static stress calculations to the earthquake slip distribution. *Journal of Geophysical Research*, 109(B04303) :1–16. (Cité page 157.)
- Stein, R. S., Barka, A. A., and Dieterich, J. H. (1997). Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake triggering. *Geophysical Journal International*, 128 :594–604. (Cité pages 12, 16, 19, 20, 22, 32, 56, 70, 98, 142 et 161.)
- Sudhaus, H. and Jonsson, S. (2009). Improved source modelling through combined use of InSAR and GPS under consideration of correlated data errors : application to the June 2000 Kleifarvatn earthquake, Iceland. *Geophysical Journal International*, 176(2) :389–404. (Cité page 117.)
- Sudhaus, H. and Jonsson, S. (2011). Source model for the 1997 Zirkuh earthquake (Mw=7.2) in Iran derived from JERS and ERS InSAR observations. *Geophysical Journal International*, 185(2) :676–692. (Cité pages 48, 71, 74, 82, 84, 85, 106, 111, 112, 113, 114, 116, 123 et 125.)
- Surazakov, A. and Aizen, V. (2010). Positional accuracy evaluation of declassified Hexagon KH-9 mapping camera imagery. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 76(5) :603–608. (Cité page 76.)

- Tchalenko, J. S. and Ambraseys, N. N. (1970). Structural analysis of the Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geological Society of America Bulletin*, 81 :41–60. (Cité pages 45, 46, 96, 148, 151, 195 et 196.)
- Tchalenko, J. S. and Berberian, M. (1975). Dasht-e Bayaz Fault, Iran : Earthquake and Earlier Related Structures in Bed Rock. *Geological Society of America Bulletin*, 86 :703–709. (Cité pages 45, 46, 51, 96, 147, 148, 151, 195 et 196.)
- Teran, O. J., Fletcher, J. M., Oskin, M. E., Rockwell, T. K., Hudnut, K. W., Spelz, R. M., Akciz, S. O., Paula, A., and Morelan, A. E. (2015). Geologic and structural controls on rupture zone fabric : A field- based study of the 2010 Mw 7.2 El Mayor-Cucapah earthquake surface rupture. *Geosphere*, 11(3) :899–921. (Cité page 138.)
- Toda, S., Stein, R. S., Richards-dinger, K., and Bozkurt, S. B. (2005). Forecasting the evolution of seismicity in southern California : Animations built on earthquake stress transfer. *Journal of Geophysical Research*, 110(B05S16) :1–17. (Cité pages 20, 54 et 145.)
- Tong, X., Sandwell, D. T., and Fialko, Y. (2010). Coseismic slip model of the 2008 Wenchuan earthquake derived from joint inversion of interferometric synthetic aperture radar, GPS, and field data. *Journal of geophysical research*, 115(B04314) :1–19. (Cité pages 112, 135 et 137.)
- Travelletti, J., Delacourt, C., Allemand, P., Malet, J., Schmittbuhl, J., Toussaint, R., and Bastard, M. (2012). Correlation of multi-temporal ground-based optical images for landslide monitoring : Application, potential and limitations. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 70 :39–55. (Cité page 57.)
- Treiman, J. A., Kendrick, K. J., Bryant, W. A., Rockwell, T. K., and McGill, S. F. (2002). Primary Surface Rupture Associated with the Mw 7.1 16 October 1999 Hector Mine Earthquake, San Bernardino County, California. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92(4) :1171–1191. (Cité page 138.)
- Uppala, S. M., Kallberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., Allberg, P. W. K., Fiorino, M., Gibson, J. K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G. A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R. P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M. A., Beljaars, A. C. M., Berg, L. V. A. N. D. E., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Olm, E. H., Hoskins, B. J., Isaksen, L., Janssen, P. A. E. M., Jenne, R., McNally, A. P., Rayner, N. A., Saunders, R. W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K. E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., and Woollen, J. (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612) :2961–3012. (Cité page 101.)
- USGS (2000). Preliminary Report on the 16 October 1999 M7.1 Hector Mine, California, Earthquake Scientists from the. *Seismological research letters*, 71(1) :11–23. (Cité page 21.)
- Vallage, A., Klinger, Y., Grandin, R., and Bhat, H. S. (2015). Inelastic surface deformation during the 2013 Mw 7.7 Balochistan, Pakistan, earthquake. *Geology*, 43(12) :1079–1082. (Cité pages 56, 57, 75, 87, 112 et 189.)
- Vallée, M. and Satriano, C. (2014). Ten year recurrence time between two major earthquakes affecting the same fault segment. *Geophysical Research Letters*, 41 :1–7. (Cité page 158.)
- Van Puymbroeck, N., Michel, R., Binet, R., and Avouac, J.-P. (2000). Measuring earthquakes from optical satellite images. *Applied Optics*, 39(20) :3486–3494. (Cité pages 60 et 112.)
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Ch, J. (2004). Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157 :381–398. (Cité pages 36, 37 et 71.)

-
- Walker, R. and Jackson, J. (2004). Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics*, 23 :1–24. (Cité pages 39, 52 et 97.)
- Walker, R., Jackson, J., and Baker, C. (2003). Surface expression of thrust faulting in eastern Iran : source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences. *Geophysical Journal International*, 152 :749–765. (Cité page 148.)
- Walker, R., Jackson, J., and Baker, C. (2004). Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 157 :265–282. (Cité pages 39, 45, 51, 97 et 148.)
- Walker, R. T., Bergman, E. A., Szeliga, W., and Fielding, E. J. (2011). Insights into the 1968–1997 Dasht-e-Bayaz and Zirkuh earthquake sequences, eastern Iran, from calibrated relocations, InSAR and high-resolution satellite imagery. *Geophysical Journal International*, 187 :1577–1603. (Cité pages 42, 44, 71, 72 et 73.)
- Wallace, R. E. R. E. (1987). Grouping and migration of surface faulting and variations in slip rates on faults in the great basin province. *Bulletin of Seismological Society of America*, 77(3) :868–876. (Cité pages 12 et 18.)
- Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar, M., Vernant, P., Chéry, J., and Masson, F. (2006). Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran). *Geophysical Journal International*, 167 :1077–1088. (Cité page 37.)
- Walpersdorf, A., Manighetti, I., Mousavi, Z., Tavakoli, F., Vergnolle, M., Jadidi, A., Hatzfeld, D., Aghamohammadi, A., Bigot, A., Djamour, Y., Nankali, H., and Sedighi, M. (2014). Present-day kinematics and fault slip rates in eastern Iran, derived from 11 years of GPS data. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(2) :1359–1383. (Cité pages 37, 38, 39, 41, 52, 71, 72, 97, 98, 145, 149, 151 et 196.)
- Wang, J., Xu, C., Freymueller, J. T., and Li, Z. (2017). Probing Coulomb stress triggering effects for a Mw 6.0>0 earthquake sequence from 1997 to 2014 along the periphery of the Bayan Har block on the Tibetan Plateau. *Tectonophysics*, 694 :249–267. (Cité page 161.)
- Wedmore, L. N. J., Walker, J. P. F., Roberts, G. P., Sammonds, P. R., McCaffrey, K. J. W., and Cowie, P. A. (2017). A 667 year record of coseismic and interseismic Coulomb stress changes in central Italy reveals the role of fault interaction in controlling irregular earthquake recurrence intervals. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, pages 5691–5711. (Cité pages 21, 32, 142, 147 et 161.)
- Wegmüller, U. and Werner, C. (1997). faux_wegmuller_1997. In *Gamma SAR Processor and Interferometry Software*, pages 1687–1692. (Cité page 77.)
- Wei, S., Fielding, E., Leprince, S., Sladen, A., Avouac, J.-P., Helmberger, D., Hauksson, E., Chu, R., Simons, M., Hudnut, K., Herring, T., and Briggs, R. (2011). Superficial simplicity of the 2010 El Mayor-Cucapah earthquake of Baja California in Mexico. *Nature Geoscience*, 4(9) :615–618. (Cité pages 56, 75, 96, 112, 133 et 135.)
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of Seismological Society of America*, 84(4) :974–1002. (Cité pages 98, 146, 162 et 163.)
- Wesnousky, S. G. (1988). Seismological and structural evolution of strike-slip faults. *Nature*, 335 :22–25. (Cité page 29.)
- Wesnousky, S. G. (2006). Predicting the endpoints of earthquake ruptures. *Nature*, 444 :358–360. (Cité pages 29, 96 et 136.)

- Wessel, P., Smith, W., Scharroo, R., Luis, J., and Wobbe, F. (2013). Generic Mapping Tools : Improved Version Released. *EOS. Trans. AGU*, 94(45) :409–420. (Cité pages 100 et 140.)
- Wright, T. J., Elliott, J., Wang, H., and Ryder, I. (2013). Earthquake cycle deformation and the Moho : Implications for the rheology of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 609 :504–523. (Cité page 134.)
- Wright, T. J., Lu, Z., and Wicks, C. (2004). Constraining the Slip Distribution and Fault Geometry of the M w 7 . 9 , 3 November 2002 , Denali Fault Earthquake with Interferometric Synthetic Aperture Radar and Global Positioning System Data. *Bulletin of Seismological Society of America*, 94(6) :175–189. (Cité page 111.)
- Xu, X., Tong, X., Sandwell, D. T., Milliner, C. W. D., Dolan, J. F., Hollingsworth, J., Leprince, S., and Ayoub, F. (2016). Refining the shallow slip deficit. *Geophysical Journal International*, 204 :1867–1886. (Cité pages 84, 126, 137 et 138.)
- Zhou, Y., Walker, R. T., Hollingsworth, J., Talebian, M., Song, X., and Parsons, B. (2016). Co-seismic and postseismic displacements from the 1978 Mw 7.3 Tabas-e-Golshan earthquake in eastern Iran. *Earth and Planetary Science Letters*, 452 :185–196. (Cité pages 33, 56 et 70.)
- Zhu, L. and Rivera, L. A. (2002). A note on the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media. *Geophysical Journal International*, 148 :619–627. (Cité page 109.)
- Zinke, R., Hollingsworth, J., and Dolan, J. F. (2014). Surface slip and off-fault deformation patterns in the 2013MW 7.7 Balochistan, Pakistan earthquake : Implications for controls on the distribution of near-surface coseismic slip. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, pages 5034–5050. (Cité pages 56, 57, 96 et 138.)