



<u>THÈSE</u>

Présentée pour l'obtention du grade de :

Docteur de l'Université Louis Pasteur-Strasbourg I

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers

Spécialité : Géophysique

Par

Samir BELABBES

Caractérisation de la déformation active par l'Interférométrie Radar (InSAR): Failles sismiques aveugles et cachées de l'Atlas Tellien (Algérie) et du Rif (Maroc) le long de la limite des plaques Afrique-Eurasie.

Soutenue publiquement le 28 avril 2008

Membres du jury

Directeur de thèse	Pr. Mustapha Meghraoui	I.P.G. Strasbourg, France
Rapporteurs externes	Pr. Tim Wright	University of Leeds, Royaume Uni
	Pr. Tonie Van Dam	ECGS, Université du Luxembourg
Rapporteur interne	Pr. Frederic Masson	I.P.G. Strasbourg, France
Examinateurs	Dr. Ziyadin Cakir	I.T.U. Istanbul, Turquie
	Dr. Bertrand Delouis	Geosciences Azur, Nice, France
Président du jury	Pr. Michel Granet	I.P.G. Strasbourg, France

REMERCIEMENTS

C 'est avec grand plaisir que je présente mes sincères remerciements à toutes les personnes qui m'ont aidé à réaliser ce travail.

Je commencerai par exprimer ma profonde gratitude envers mon directeur de thèse, Mustapha MEGHRAOUI pour m'avoir proposé ce sujet et de l'avoir encadré. Je tiens également à le remercier pour son dévouement, son aide, ses conseils ainsi que ses encouragements tout au long de ce travail. Je le remercierai pas assez pour ses efforts sans relâche pour trouver le financement de cette thèse et de m'avoir mis dans de très bonnes conditions de travail et égalementt pour m'avoir ouvert le monde de la recherche en me prodiguant toujours des conseils, me faisant part de son expérience et n'hésitant pas à me faire participé à plusieurs congrès internationaux. Merci Mustapha !

Mes remerciements les plus sincères vont aussi à Monsieur Ziyadin ÇAKIR avec qui j'ai collaboré étroitement tout au long de ce travail et l'aide précieuse apportée pour son élaboration. Je tiens à le remercier infiniment pour sa disponibilité et ses précieux conseils ainsi que pour son amitié. Tesekurler Ocam!

Je tiens à remercier le Professeur Michel Granet d'avoir accepté de présider mon jury ainsi que les autres membres du jury pour le temps accordé à l'évaluation de ce travail.

Je remercie aussi la direction de la recherche du Ministère de l'Enseignement Supérieur Algérien pour le financement apporté à cette thèse.

Je remercie les membres de l'équipe de Tectonique Active, Matthieu, Cécile et Antoine pour l'aide apportée tout au long de cette thèse. Je dirige une pensée particulière à Cécile Doubre pour avoir lu et corrigée les deux premiers chapitres.

Je tiens à remercier tous ceux avec qui j'ai collaboré durant cette thèse et notamment les co-auteurs des publications : Mes encadreurs Mustapha Meghraoui et Ziyadin Cakir, je remercie particulièrement Ahmet Akoglu et Chuck Wicks pour les échanges qu'on eu et notamment durant la phase du traitement des données SAR et ce même à distance et à des milliers de kilomètres.

Mes remerciements se dirigent également vers Said Maouche avec qui j'ai effectué des mesures de terrain sur la côte algéroise.

Un grand merci à mes collègues du Doctorat à l'IPGS et spécialement, Ersen, Caglar, Sophie Betrand, Sophie Lambotte, Valérie, Benoit et Reda.

Je remercie infiniment mes parents et mes soeurs pour leur soutien.

Enfin je ne saurai remercier mon épouse pour le soutien apporté dans tous les moments faciles et difficiles, sa présence et son réconfort furent plus que précieux .Dans les moments de fatigue, le sourire de ma fille Neyla a été des plus apaisant. Encore merci à vous deux.

Ce travail est dédié à mon épouse Mounia et à ma fille Neyla

Table des Matières

REMERCIEMENTS	i
SUMMARY	IV
RESUME	Xi
INTRODUCTION	1

Chapitre I - Conntexte sismotectonique de la limite de plaque Afrique-Eurasie en Afrique du Nord.

1. Contexte cinématique à l'échelle des plaques tectoniques	
1. 1. Le modèle NUVEL-1	7
1.2. Comparaison des vitesses de convergence :	9
1.3. Sismicité et régimes tectoniques le long de la limite de plaques	11
1.4. Segmentation de la limite de plaques	12
1.4.1. La zone Açores-Gloria	12
1.4.2. La zone d'Alboran.	12
1.4.3. La zone ouest-algérienne	13
1.4.4. La zone est-algérienne et Tunisie	13
1.5. Bilan sismologique	

2. Caractéristiques sismotectoniques de l'Atlas tellien et du Rif

2.1. Atlas tellien	14
2.1.1. Sismicité de l'Atlas Tellien	14
2.1.3. Architecture néotectonique de l'Atlas Tellien	15
2.2. Le Rif	15
2.2.1 Sismicité du Rif	19
2.2.2 Architecture néotectonique du Rif	23
3. Conclusion	25

Chapitre II. Principes de base de la Théorie InSAR et du code d'inversion Poly3Dinv

1. Généralités

29

2. Le radar à visée latérale (Side Looking Radar (SLR)

2.1 Radar à Ouverture Réelle (Real Aperature Radar)	30
2.2. Construction d'un radar à ouverture synthétique	33
3. L'interférométrie à Ouverture Synthétique (Synthesion Aperture Radar Interferometry, InSAR)	hétique
3.1 Historique	36
3.2. Principes de l'InSAR : comment ça marche ?	37
3.3. Traitement des données InSAR	41
3.3.1. Déroulement de phase	45
3.4. Selection des données et facteurs influençants les mesures InSAR	46
3.4.1 Les orbites	46
3.4.2 Effets atmosphériques	46
3.4.3 La decorrélation temporelle	47
3.4.4 Décorrélations géométriques (Baseline decorrélation)	47
3.4.5 La topographie	48
4. La Thèorie de la dislocatione et ses applications en sismolog	5
4.1. La dislocation	48
4.2 Avantages de l'utilisation des éléments polygonaux	54
4.3 Le code Poly3Dinv	56
4.4 Système à résoudre	56
4.5 Contraintes	56
4.6 Utlisation pratique	57

Chapitre III- Déformation active dans l'Atlas tellien (Nord de l'Algérie) Application au cas des séismes de Zemmouri (2003, Mw 5.7). Ain Temouchent (1999, Mw 5.7) et Mascara (1994, Mw 5.7).

III-1 Le séisme de Zemmouri (Boumerdes) du 21 mai 2003 (Mw 6.8)

Résumé	
1. Introduction	63
2. Les données SAR utilisées et les interférogrammes correspondants	64
3. Modélisation des données InSAR et du soulèvement côtier par Poly3Din	nv 70
4. Résultats	72
5. Article soumis à JGR en révision.	73

III-2. Le séisme d'Ain Temouchent du 22-12-1999 (Mw5.7)

Résumé	107
1. Artcile soumis à Journal of Seismology	108

III- 3. Séisme de Mascara du 18-08-1994 (Mw 5.7)

1. Introduction	131
2. Analyse des données SAR	134
3. Discussion et conclusions	137

Chapitre IV - Etude de déformations actives dans le Rif. Sésimes d'El hoceima, 2004 (Mw 6.4), étude conjointe des séismes de 1994(Mw 6.0) et de 2004.

1- Introduction	139
2- Traitement et analyse des données SAR du séisme du 24 février 200	94 (Mw
6.4).	141
3- Modélisation des interférogrammes du séisme de 2004	142
4- Traitement et analyse des données SAR du séisme	
du 26 mai 1994 (Mw 6.0)	142
5- Modélisation des interférogrammes du séisme de 1994	
6- Résultats et discussion	
7. Article Cakir et al. (2006) publié dans le BSSA	145
8. Artcile Akuglu et al. (2006) publié dans EPSL	156

Chapitre V- Déformations cosismiques dans le Tell : Modélisation de la déformation cosismique du séisme d'El Asnam, 1980 (Mw 7.3) et comparaison avec d'autres cas de ruptures sismiques de l'Atlas Tellien.

Introduction	171
1. Modélisation de la déformation de surface du séisme d'El Asnam du	ı 10-10-
1980 (Mw 7.3)	171
2. Comparaison des ruptures sismiques de l'Atlas Tellien et discussion	174
Conclusion générale	180
Bibliographie	184

1. Artcile Cakir et al.	(2005) publié dans EPSL.	200

Ph.D. Thesis of Samir BELABBES

Summary Summary

InSAR and active deformation of the Tell Atlas (Algeria) and Rif (Morocco): Characterizing blind and hidden seismogenic faults along the Africa-Eurasia plate boundary

This thesis aims at the study of crustal deformation caused by moderate and large earthquakes in the Tell Atlas (northern Algeria) and the Rif Mountains (northern Morocco). My work included mainly the identification and characterisation of active faulting using the method of Synthetic Aperture Radar interferometry (InSAR). The active deformation and related seismicity is essentially concentrated along the Africa – Eurasia plate boundary where large and moderate earthquakes result from the plate convergence.

The surface deformation associated with moderate-size earthquakes is, however, very often hardly visible in the field because because the deformation occur on blind faults (e.g., El Hoceima 2004, Mw 6.4; Ain Temouchent 1999, Mw 5.7) or to hidden faults beneath Quaternary deposits or offshore along the Mediterranean coastline (e.g., Zemmouri 2003; Mw 6.8). The InSAR application to these complex tectonic zones provides an opportunity to obtain the surface field displacement (to the cm scale) and related seismic rupture parameters. In this thesis, made of five chapters I used the SAR data of ERS-1, ERS-2 and ENVISAT European satellites, as well as the data of RADARSAT Canadian satellite.

In the first chapter I present the basic principles and physical fundamentals of InSAR analysis and the Poly3Dinv modelling code. InSAR provides access to the phase difference between two radar images of the earth surface taken from two different times and related to the travel-time of the radar signal at the same target point. The interferogram is obtained after the phase correction due to the topography, the atmospheric artefacts and the pixel image. The

interferogram shows fringes that illustrate the earth surface changes in between two images in the line of sight (LOS) direction, with a half wavelength accuracy of the radar signal ($\lambda/2 =$ 2.83 cm for C band in the case of ERS, Envisat and Radarsat satellites). SAR data were processed to obtain interferograms using Sarscape, ROI_PAC and Doris softwares. The modelling code Poly3Dinv that was used to invert surface deformation (InSAR and field measurements) computes dislocation by means of triangular surfaces (Thomas, 1993; Maerten et al., 2005). These surfaces allow us to disregard voids and overlaps inevitable in the case of rectangular surface elements (Okada, 1992). This modelling approach is useful in the case of ruptures with complex geometries and provides a better constraint on the modelling of near-field geodetic data (Maerten et al, 2005). The obtained results describe the physical characteristics of seismogenic faults and related slip distribution.

Chapter II describes the seismotectonics framework of the Tell Atlas and Rif Mountains. The Tell Atlas has been regularly affected by damaging earthquakes in the past (e.g.; Alger, 1365 and in 1716 Io = X MKS ; Oran in 1790 Io = XI-X MKS). More recently, several large earthquakes have occured in north Africa and the two major events are the El Asnam (10/10/1980, Mw 7.3) and Zemmouri (21/05/2003, Mw 6.8) earthquakes. Although moderate, other main earthquakes were responsible of severe damage in the Tell Atlas (e.g., 10/08/1994 at Mascara, Mw 5.7; 21/12/1999 at Ain Temouchent, Mw 5.7; 10/11/2000 at Beni Ourtilane, Mw=5.6). The Rif Mountains and the Al Hoceima region experienced two major earthquakes in 26/05/1994 and 24/02/2004 with Mw 6.0 and 6.4, respectively. Moreover, we observe that the seismicity in northern Morocco is mostly related to strike-slip focal mechanism solutions. The seismicity in NW Algeria is related to NE-SW trending active fold-related-faults and shows focal mechanisms with reverse faulting and ~ 2 mm/yr NNW-SSE shortening rate in the Tell Atlas due to the Africa-Eurasia plate convergence (Meghraoui & Doumaz, 1996).

Chapter III presents the InSAR analysis applied to the active deformation of the Tell Atlas and details the study of the Zemmouri 2003, Ain Temouchent 1999 and Mascara 1994 earthquakes. The Zemmouri thrust earthquake, the largest recorded event in the Algiers region since 1716, shows a coastal epicentre and induced ~ 0.50 m uplift along 50-km-long shoreline (Meghraoui et al., 2004). The offshore fault location has been the subject of a large debate with the coastal uplift suggesting a possible surface (sea bottom) rupture at 5 – 10 km from the coastline and 1.75×10^{19} Nm geodetic moment (Meghraoui et al., 2004) in agreement

Résumé

with the analysis of waveform inversions and related source time functions (Delouis et al., 2004). Other studies using sea bottom morphology coupled with seismic profiles and models infer a fault scarp at 15 to 30 km from the shoreline (Deverchère et al., 2005 ; Semmane et al., 2005). Knowing that InSAR may provide some constraints in the rupture parameters, I proceeded with the image analysis of SAR (IS2 of ENVISAT) and ST4 of RADARSAT. Despite the low coherency factor I have obtained 4 interferograms with clear fringes: 2 ENVISAT interferograms in the ascending and descending modes cover the western epicentral region, and 2 RADARSAT interferograms in the descending mode cover the entire Zemmouri earthquake area.

The extent of the interferograms from Cap Matifou (west of epicentre) to Tighzirt (east of epicentre) allowed a more accurate identification of the coseismic surface deformation consistent with the observed and measured coastal uplift. The maximum coastal uplift near Boumerdes-Figuier corresponds to the highest fringe gradient visible on interferograms (14 on ENVISAT and 16 on RADARSAT). RADARSAT interferograms being more sensible to horizontal movements due to their 36° incidence angle (23° for Envisat IS2), show offset and inverted fringes east of Boumerdes. The ascending ENVISAT interferogram also shows two offset fringes south of Cap Matifou with a similar orientation of the RADARSAT interferograms. Inverted and offset fringes in the western epicentral region correspond to a minimum 5.66 cm of lateral slip in the LOS.

The modelling results obtained from 27 fault planes regularly located from the coastline to 18 km offshore indicate that the best fit of InSAR data combined with coastal uplift is a curved fault plane at 8 km from the coast. Hence, the modelled rupture is 50-km-long, strikes N 65°, has an average dip of 40° SE and shows a maximum of 4.7 m reverse slip at depth. The area of maximum slip indicates two patches east and west of the hypocenter location that confirm the bilateral rupture propagation obtained by Yagi, 2004 and Delouis et al., 2004. In addition, the rupture location and characteristics are in good agreement with the aftershocks distribution and tomographic study (Ayadi et al., 2008). Horizontal movements observed on interferograms and on minor cracks in the field may be explained by 0.15 m slip at depth on the conjugate Thenia fault. Recent InSAR studies of the Niigata-Ken Chuetsu-Oki (Japon, Mw 6.8) and San Simeon in California (2003, Mw 6.5) display comparable complex surface deformation related with seismic ruptures (Toda et al., in preparation; Wicks, 2006).

Our results of the Zemmouri earthquake InSAR analysis have been submitted to the *J*. *Geophys. Res.* After a first revision.

The moderate sized Ain Temouchent earthquake (Mw 5.7) shows a reverse focal mechanism but with no surface ruptures and no recorded aftershocks due to the absence of a local seismic network. Hence, the precise epicentre location, extent of deformed zone and related fault rupture remained unknown. Although the moderate magnitude coupled with the low coherence of the earthquake area did not favour an InSAR analysis, I considered recent successful examples of interferograms obtained from the 1997 Umbria-Marche earthquake sequence in Italy (Mw 5.7; Crippa et al., 2006). The analysis of SAR images of the 1999 Ain Temouchent earthquake area did indicate deformation fringes showing NE-SW trending lobe and uplift in agreement with the focal mechanism solution. Using the gradient of fringes in its SE area I inferred a 20-km-long, 16-km-wide and 32° NW dip of the fold-related fault rupture. The forward model obtained from the best fit of surface deformation yields 5.1×10^{17} Nm of seismic moment and a maximum 1 m reverse slip at ~ 6 km depth. Field observations showing an active NE-SW trending fold and related fault in the epicentral area corroborates the modelled InSAR data. This work have been submitted to the Journal of Seismology and a revised version is under review.

The 1994 Mascara earthquake did not exceed Mw 5.7 and did not show surface ruptures. Here again, despite the low coherency of SAR images an interferogram obtained from ERS-1 data shows NE-SW trending lobe of fringes. The lobe shape and narrow fringe gradient to the SE suggest a NE-SW trending, 20-km-long rupture dipping NW. This active structure as determined by the InSAR study appears to be very comparable to the Ain Temouchent fold-related fault.

Chapter IV describes the InSAR analysis of the 1994 and 2004 Al Hoceima earthquakes (Mw 6.0, 6.4, respectively) of the Rif Mountains. Although the 2004 earthquake reached 5.2×10^{18} Nm (Global CMT) with a strike-slip mechanism, no surface ruptures were clearly identified. The study and modelling of SAR Envisat data in ascending and descending modes provide a good constraint of the blind fault rupture. The best fit solution corresponds to a N 130° trending, 21-km-long and 16.5-km-wide strike-slip fault that imply 6.8×10^{18} N m geodetic moment with 2.7 m slip at ~ 7-km-depth. The results of this study are published in the *Bulletin of the Seismological Society of America* (BSSA) in 2006. The combined study of the 1994 and 2004 earthquake interferograms revealed the existence of two blind conjugate

ruptures (N 23° with left-lateral slip and N 130° with right-lateral slip) in the Rif Mountains. The results are published in *Earth and Planetary Science Letters* (EPSL) in 2006.

Chapter V presents a synthesis of InSAR studies of large and moderate earthquakes associated with active folding of the Tell Atlas of Algeria. I observe that the correlation between active fold-related faults and fringe lobes of interferograms provides a good constraint of the coseismic rupture dimension, its location (not always determined by seismic networks) and geodetic moment. Other late Quaternary fold-related faults in the Tell Atlas may have generated earthquakes and produced surface faulting and deformation would have shown comparable interferograms with fringe lobes. The location of potential active folds in the Tell Atlas and the modeled fringes from the 1980 El Asnam earthquake data allow a discussion on the physical characteristics of thrust faults and extent of surface deformation for moderate and large earthquakes.

In conclusion, and even if the studied earthquakes did not present the most favourable conditions for the InSAR analyses, field displacements of blind or hidden earthquakes are successfully extracted from interferograms. The results obtained for the Zemmouri earthquake emphasize the existence of a hidden offshore fault with complex coseismic rupture (modelled curved shape that corresponds to conjugate faults) and confirm the coastal uplift measured in the field. The InSAR contribution to the study of moderate earthquakes is in our case decisive since it substantially improves the determination of the earthquake location, and the fault rupture identification and characterisation.

In perspective, this thesis shows the contribution of InSAR for earthquake studies along the plate boundary in north Africa. Since outstanding InSAR results were obtained for earthquake magnitudes as low as Mw 4.5 in the Zagros Mountains of Iran (Lohman & Simons, 2005), active tectonic structures of the Sahara Atlas (e.g., the 1960 Agadir earthquake, Ms 5.9) may present similar conditions and obtain interferograms for relatively low magnitudes. Another application would be the use of PS-InSAR (Permanent Scatterer InSAR) using reflectors in regions with slow deformation, in comparison with GPS measurements. These studies will perhaps offer a better knowledge on the seismic cycle of convergent tectonic domains.

In appendix, I add an article published in *Earth and Planetary Science Letters* (EPSL): (Cakir, Z., A. M. Akoglu, S. Belabbes, S. Ergintav, M. Meghraoui, 2005) in which my contribution is also my first initiation to the treatment of SAR images and the analysis of slow aseismic deformation measured with radar interferometry (namely the creeping section

of the Gerede segment of the North Anatolian Fault with 8 +/- 3 mm/yr right-lateral movement).

My publications:

Belabbes S., C. Wicks, Z. Çakir and M. Meghraoui, Rupture parameters of the 21 May 2003, Mw 6.8, Zemmouri (Northern Algeria) earthquake deduced from InSAR (*J. Geophys. Res.* in revision).

Belabbes S., M. Meghraoui, Z. Çakir and Y. Bouhadad, Rupture parameters of a blind thrust faulting earthquake deduced from InSAR: the 22 Dec 1999, Mw 5.7, Ain Temouchent (northwest Algeria) event, (In revision, *J. of Seismology*).

Akoglu, A.M, Z. Cakir, M. Meghraoui, S. Belabbes, S.O. El Alami, S. Ergintav, and S. Akyüz, 2006, The 1994-2004 Al Hoceima (Morocco) Earthquake Sequence: Conjugate fault ruptures deduced from InSAR, *Earth and Planet. Sci. Lett.* 252, 467-480.

Cakir, Z., M. Meghraoui, A. M. Akoglu, N. Jabour, S. Belabbes, L. Ait-Brahim, 2006, Surface Deformation Associated With The Mw 6.4, February 24, 2004 Al Hoceima (Morocco) Earthquake Deduced From InSAR Implications For The Active Tectonics Along North Africa, *Bull. Seism. Soc. Am.*96, 1-10, doi: 10.1785/0120050108.

Cakir, Z., A. M. Akoglu, S. Belabbes, S. Ergintav, M. Meghraoui, 2005, <u>Creeping</u> along the Ismetpasa section of the North Anatolian Fault (Western Turkey): Rate and extent from InSAR, *Earth and Plan. Sci. Lett.* 238, 225-234.

Communications aux reunions internationales:

Belabbes, S.; Wicks, C., Cakir, Z. and Meghraoui, M.; Rupture parameters of the 21 May 2003, Mw 6.8, Zemmouri (Northern Algeria) earthquake deduced from InSAR. Fringe 2007 Workshop, 25-30 Nov - Frascati, Italy.

Belabbes, S.; Wicks, C., Cakir, Z. and Meghraoui, M.; InSAR analysis of the 21 May 2003 Zemmouri earthquake (Mw 6.8, Northern Algeria): Rupture constraint of an offshore hidden fault, Geophysical Research Abstracts, Vol. 9, 09689, 2007, EGU2007-A-09689.

Belabbes, S.; Wicks, C.; Cakir, Z.; Maouche, S.; Bouhadad, Y.; Meghraoui, M. InSAR analysis of the 21 May 2003 Zemmouri earthquake (Mw 6.8, Northern Algeria): Rupture constraint of an offshore hidden fault. American Geophysical Union, Fall Meeting 2006, abstract G53D-0928.

Belabbes, S, M. Meghraoui, Z. Cakir, 2006, Blind and surface faulting during large and moderate earthquakes deduced from InSAR in Algeria and Morocco: Insights for the active deformation along the plate boundary in North Africa. Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 10011, 2006, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-10011.

Belabbes, S., M. Meghraoui, Z. Cakir, 2005, Blind and surface faulting during large and moderate earthquakes deduced from InSAR in Algeria and Morocco: Insights for the active deformation along the plate boundary in North Africa, Fringe 2005 Workshop, 28 Nov - 2 Des., Frascati, Italy.

INTRODUCTION

En Méditerranée, la déformation est l'expression d'une tectonique de convergence moyenne Nord Sud entre les plaques Eurasie et Afrique depuis 70 millions d'années (Philip, 1983 ; Mc Kenzie, 1973). Cette convergence s'exprime notamment le long des zones subduction au niveau des arcs Tyrrhéniens et Egéens et par une collision continentale en Méditerranée Occidentale. Bien que les arcs représentent les zones les plus sismiquement actives de la Méditerranée, la collision continentale au Nord-Ouest de l'Afrique est régulièrement le siège des séismes superficiels forts et modérés (ex : El Asnam, 1980 Mw 7.3 ; Zemmouri, 2003 Mw 6.8 El Hoceima de 2004 Mw 6.4).

En Algérie du nord-ouest, cette sismicité est associée à des structures néotectoniques en plis et pli-failles de direction NE-SO le long des bordures des bassins néogènes qui longent la côte. Les mécanismes au foyer de ces séismes rendent compte d'une direction de raccourcissement NNO-SSE (N140°E) avec une prédominance de mécanismes en failles inverses dans les régions du centre et de l'ouest de l'Atlas tellien (Stich et al., 2003 ; Bezzeghoud et al., 1996). Le taux de raccourcissement de ~2mm/an lié à la convergence Afrique-Eurasie (Meghraoui et Doumaz, 1996. L'Est de l'Atlas tellien, moins actif que sa partie ouest, laisse apparaître une sismicité récente plutôt associée à des failles en décrochement (Ex séisme de Constantine de1985, Mw 5.9). Dans le Rif, cette sismicité est pratiquement toujours associée à des mécanismes en décrochement.

Bien que la déformation de surface engendrées par le séisme d'El Asnam de 1980 a été d'une large ampleur (~ 2.5m de moyenne), et que la rupture ait atteint la surface, ce n'est assez souvent pas le cas pour la majorité des séismes enregistrés. Généralement de magnitude moderée (Mw < 6) et associés à des failles aveugles (Ex : séisme d'Ain Temouchent, 1999 ; séismes d'El Hoceima de 1994 et de 2004 ; séisme de Mascara, 1994) ces séismes ne laissent pas apparaître des évidences morphologiques claires qui permettent d'identifier clairement les zones de déformation cosismiques, la localisation exact ainsi que la géométrie des failles responsables de ces séismes.

L'étude des déformations et mouvements du sol par la géodésie spatiale incluant le GPS (*Global Positioning System*), la corrélation des images optiques et l'interférométrie radar à ouverture synthétique (InSAR) a pris un essor considérable depuis les années 1990. Les séismes Nord Africains n'étaient pas à priori des cas idéaux pour l'application de l'InSAR (faible cohérence, magnitude modérée, failles cachées ou aveugles, manque des images Radar

...etc. Cependant, j'ai appliqué l'InSAR, une méthode qui permet dans des conditions optimums d'utilisation de cartographier le champ de déplacement de la surface du sol avec une précision centimétrique, pour l'étude des paramètres de la rupture et identifier les structures sismogènes qui ne sont, malheureusement, pas toutes étudiées et/ou connues, notamment dans l'Atlas tellien.

Les travaux entrepris dans cette thèse impliquent, l'étude de la déformation de surface induite par les séismes forts et modérés dans les régions de l'Atlas tellien et du Rif en utilisant notamment la méthode de l'Interférométrie Radar à Ouverture Synthétique (InSAR) couplée par l'étude sismotectonique des zones actives. Une analyse systématique des données SAR des séismes de magnitude supérieure à 5 a été entreprise. Dans cette thèse je présenterai uniquement les résultats de l'analyse et la modélisation SAR des zones de déformation et ruptures sismiques associées pour lesquels j'ai généré des interférogrammes. La structure de cette thèse s'organise comme suit:

Une première partie qui présente les aspects sismotectoniques de la limite de plaque Afrique-Eurasie en Afrique du Nord où je définis les paramètres cinématiques et géométriques qui contrôlent la déformation. Je décris également les structures tectoniques et des l'Atlas Tellien et du Rif, les zones actives principales et la sismicité instrumentale et historique.

Le second chapitre présente et traite les principes de base de l'interférométrie radar à ouverture synthétique (InSAR) et du code de modélisation Poly3Dinv.

Le troisième chapitre est consacré à la déformation active de l'Atlas Tellien et plus particulièrement au traitement et à l'analyse des interférogrammes de la région du séisme de Zemmouri 2003 du 21 mai 2003 de magnitude Mw 6.8. Ce séisme de mécanisme inverse avec un épicentre proche de la côte a induit un soulèvement côtier d'une moyenne de 50 cm sur environ 50 km de côte. L'une des problématiques de ce séisme est l'étendue de la zone de déformation et la position de la faille en mer responsable de ce séisme qui restait jusqu'alors sujette à débat. Je présente les résultats récents obtenus à partir de l'analyse et de la modélisation des données SAR et ce malgré un nombre réduit d'images Radar SAR, du manque de cohérence sur la zone épicentrale et la localisation de la trace de rupture sur le fond marin.

Ce chapitre traite également de l'étude InSAR des séismes modérés d'Ain Temouchent 1999 (Mw 5.7) et de Mascara 1994 (Mw 5.7). Le séisme d'Ain Temouchent avec un mécanisme en

faille inverse n'a pas induit de ruptures en surface; en outre et il n'existe pas d'enregistrements de répliques par un réseau local aucune faille active n'est mentionnée sur les cartes géologiques. Le séisme de Mascara de 1994 est également un séisme associé à une faille inverse et n'a pas montré de traces de surface. Ainsi, en plus de l'étude des paramètres de ces séismes et la modélisation des ruptures en profondeur avec leur déplacement, j'essaierai de répondre à la question liée à la limite de l'utilisation de l'InSAR aux séismes de cette magnitude (M <6) dans l'Atlas Tellien.

Le chapitre quatre traite la séquence des séismes d'El Hoceima du 26 Mai 1994 (Mw 6.0) et du 24 Février 2004 (Mw 6.4) où l'analyse et la modélisation des interférogrammes en mode ascendant et descendant des séismes de 1994 et de 2004 ont permis de mettre en évidence la relation entre deux séismes modérés et deux failles aveugles conjuguées dans le Rif.

Dans le cinquième chapitre je traiterai des aspects liés à l'application de l'InSAR dans le cas des séismes forts et modérés associés à des plis failles actives de la région ouest de l'Atlas Tellien. Certains séismes majeurs (El Asnam, 1980; Tipaza, 1989) ayant eu lieu avant l'application du traitement des images SAR aux zones actives, je présente un modèle de champ de déformation en tenant compte des données sismiques (répliques) et tectoniques (rupture en surface). Cette partie a pour objectif de montrer la complexité des ruptures sismiques liées à des pli-failles (Sara El Maarouf-El Asnam ; Sahel-Tipaza) et d'étudier l'évolution de la déformation en surface pour différentes structures actives de l'Atlas Tellien. Cette analyse a également pour but de montrer l'intégration possible des résultats InSAR dans l'identification des zones actives et la définition de l'aléa sismique.

En conclusion de ce travail, un chapitre présente les principaux résultats, accompagnés de quelques recommandations et perspectives sur le développement des études InSAR (PS, SwathSAR).

Enfin, une publication sur « l'étude InSAR appliquée aux déformations lentes sur le segment de Gerede le long de la faille Nord Anatolienne (Turquie) sujet à du fluage est présentée en annexe.

Chapitre I

<u>Chapitre I</u>

Contexte sismotectonique de la limite de plaque Afrique-Eurasie en Afrique du Nord.

Les déformations co-sismiques étudiées dans le cadre de cette thèse sont liées à la cinématique de la limite de plaques Afrique-Eurasie. Dans un premier temps, ce chapitre a pour objectif de décrire les principales connaissances bibliographiques concernant l'activité sismotectonique associée à la limite de plaques Afrique-Eurasie depuis les Açores jusqu'en Méditerranée Occidentale. Je présenterai les dernières études de géodésie spatiales réalisées et confronterai les vitesses correspondantes à celle déduites à partir de la géologie (tectonique) et de la géophysique. Ensuite, je développerai les études portant particulièrement sur les déformations à terre localisées dans la zone du Tell-Rif (Nord Maroc et Nord Algérie). Ces régions appelées également Maghrébides sont interprétées classiquement comme une chaîne de montagnes de type alpin (Bouillin et al., 1986) dont la formation résulte de la fermeture de la Téthys occidentale et de l'ouverture concomitante des bassins algériens et du bassin d'Alboran (Bouillin et al., 1986; Frizon de Lamotte et al., 2000; Mauffret et al., 2000).

1. Contexte cinématique à l'échelle des plaques tectoniques

Les déformations observées en Méditerranée sont l'expression de la convergence Nord-Sud entre plaques eurasienne et africaine depuis le Crétacé. Cette convergence est absorbée soit par des phénomènes de subduction au niveau des arcs tyrrhénien et égéen, soit par une collision continentale en Méditerranée occidentale donnant lieu à une forte sismicité dans ces zones comme le souligne la distribution de la sismicité (M>4) de la figure 1. En Méditerranée occidentale et jusqu'à l'Atlantique central, cette sismicité est alignée selon une bande étroite est-ouest de 100 km qui souligne la limite de plaques Afrique-Eurasie.



Figure 1 : Sismicité superficielle et moyenne (h < 150 km, M > 4; source NEIC) de l'Atlantique central jusqu'en méditerranée orientale de 1973 à 2008.

Le mouvement de chacune de ces plaques peut être décrit par une rotation axiale dont le module est déterminé à partir de mesures géophysiques telles que les anomalies magnétiques des fonds océaniques et les vecteurs glissements issus des mécanismes au foyer des séismes se produisant en limite de plaques. Le pôle de rotation et les vitesses angulaires entre les plaques peuvent être déterminés quant à eux à partir des dorsales où le taux d'accrétion change en fonction du sinus de la distance angulaire au pôle.

La vitesse de convergence de la plaque Afrique par rapport à la plaque Eurasie fait actuellement l'objet d'un débat scientifique. Les différentes mesures réalisées grâce au GPS (ex : Nocquet et Calais, 2004 ; Serpelloni et al., 2007) suggèrent des vitesses de rotation plus faibles que celles proposées par le modèles globaux géologiques et géophysiques (ex : Nuvel-1 (Argus et Gordon, 1991); Nuvel-1A (DeMets et al., 1994).

1. 1. Le modèle NUVEL-1

A partir de l'inversion de 1122 données (227 vitesses d'accrétion océaniques déduites des anomalies magnétiques, les directions de 121 failles transformantes et 724 vecteurs de glissement sismique issus des mécanismes au foyer des séismes sur les limites de plaques) sur 22 limites de plaques, le modèle Nuvel-1 a permis de déterminer la position du pôle de rotation de 12 plaques rigides, et leur vitesse de rotation (DeMets et al., 1990). En considérant une référence à rotation globale nulle NNR (*No Net Rotation*), Argus et Gordon (1991) ont ensuite proposé un nouveau modèle Nuvel-1A par une révision des échelles des temps géomagnétiques et en ajoutant des observations de géodésie spatiales (VLBI et SLR ; DeMets et al., 1994). Le modèle Nuvel-1A a connu un large succès expliquant ainsi les

caractéristiques à grande échelle de la cinématique des plaques sur les trois derniers millions d'années.

Le modèle NUVEL-1A établi par DeMets et al. (1994), la position du pôle de rotation de la plaque Afrique par rapport à l'Eurasie est proche de celui de Nuvel-1 et se situe à 21° de latitude et 20.6° W de longitude au large de la Mauritanie. La vitesse angulaire est de $0.13 \pm 0.02^{\circ}$ /Ma (DeMets et al., 1994).

Dans les régions de l'Afrique du Nord, les vitesses de convergence calculées à partir de ce modèles sont de 4mm/an au niveau du détroit de Gibraltar et 5 mm/an au Nord de l'Algérie (Figure 2). Le modèle Nuvel-1A (DeMets et al., 1994) propose des vitesses légèrement plus élevées telles que 4.5 mm/an au niveau du détroit de Gibraltar et 6.3 mm/an à travers les Bétiques (Espagne) et l'Atlas Tellien (Algérie).



Figure 2: Vitesses de convergence à la limite des plaques Afrique et Eurasie en Méditerranée Occidentale et Atlantique central d'après le modèle Nuvel-1 (Argus et Gordon 1991). Sismicité d'après les catalogues Benouar (1995), et ISC enregistrés entre 1900 et 2004. Les flèches rouges représentent les directions et vitesses de convergences calculées à partir des mécanismes au foyer des séismes principaux et du taux d'expansion sur la ride Medio– Atlantique. Le pôle de rotation de l'Afrique est situé Lat. 18.8°N-long. -20.3°W.

Les vitesses obtenues à partir de ces modèles sont supposées constantes sur les 3 derniers millions d'années. Cependant, la connaissance des vitesses de déformation à cette échelle de temps n'est pas suffisante pour comprendre les déformations Quaternaires récentes et ce notamment dans le cas des limites de plaques, pour lesquelles la complexité des failles, qui en

résulte et la sismicité jouent un rôle primordial dans la distribution spatio-temporelle de la déformation active.

1.2. Comparaison des vitesses de convergence :

Le progrès croissant des technologies géodésiques, notamment spatiales, est une véritable révolution dans la quantification des vitesses instantanées des plaques. Ainsi le Global Positionning System (GPS) permet aujourd'hui d'apporter de nouvelles précisions sur les vitesses instantanées horizontales et notamment le long des limites de plaques (Reilinger et al., 1997; McClusky et al., 2000; Nocquet et Calais, 2004; Serpelloni et al., 2007) ou d'établir des modèles globaux de cinématique des plaques, tels que le modèle REVEL proposé par Sella et al. (2002).

Les vitesses déduites à partir de la géodésie spatiale permettent de contraindre le champ de vitesse sur une courte échelle de temps afin de mieux expliquer la nature et l'intensité des déformations actives et récentes, la distribution de la sismicité, et de mieux identifier les zones où un déficit de déformation est susceptible d'exister.

Les différentes vitesses de convergence Afrique-Eurasie obtenus à partir des modèles de plaques (géologiques) et du GPS en méditerranée et la position des pôles de rotation utilisés dans les principales études GPS et de tectonique des plaques sont illustrées sur la figure 3 (voir également Figures 6 et 7 dans Serpelloni et al., 2007).



Figure 3 : Vitesses de convergence Afrique/Eurasie le long de la limite de plaques issues du modèle Nuvel 1-A (DeMets et al., 1994), du modèle proposé par Mc Clusky et al. (2003) de celui de Sella et al. (2002) de Calais et al. (2003) et de Serpelloni et al. (2007). En encart : positions des pôles de rotation et les ellipses de confiance à 95%. (1) Nuvel-1A (DeMets et al., 1994) ; (2) Calais et al. (2003), modèle géologique ; (3) Mc Clusky et al. (2003) ; (4) Calais et al. (2003) ; (5) D'Agostino et Sevaggi (2004) ; (6) REVEL (Sella et al., 2002) (7) Serpelloni et al. 2007. Figure d'après Serpelloni et al., 2007.

Les vitesses de convergence en Afrique du Nord selon Serpelloni et al., (2007) sont comparables à celles de Nocquet et Calais (2004) et notamment dans la zone Tello-rifaine où ~ 5 mm/an sont mesurés dans l'Atlas Tellien et ~ 4.7 mm/an à Gibraltar.

Les différences dans les modules de vitesses de convergence qui existent entre les données du GPS (figure 3) peuvent s'expliquer par, la différence entre les jeux de données utilisés ainsi que les stratégies de traitement choisies ou bien le nombre de sites utilisés pour inverser les paramètres de rotation des plaques Eurasienne et Africaine (Nocquet et Calais, 2004). Au niveau de la limite de plaque, la comparaison entre les différents modèles basés sur la géologie et la géophysique comme le modèle Nuvel-1 et des mesures GPS indique une relative cohérence dans la direction de convergence mais présente un écart de 10° à 30° de rotation anti-horaire (Nocquet and Calais, 2004 ; Serpelloni et al., 2007). Par ailleurs, les vitesses déduites de ces études GPS sont d'environ 30 à 60 % plus lentes que celles du modèle NUVEL 1A. Elles seraient en partie dues à la différence des pôles de rotation choisis et du fait que les modèles de plaques dérivés des anomalies magnétiques du plancher océanique sont intégrés sur les 3 derniers millions d'années alors que les vitesses GPS sont instantanées.

Cette différence s'expliquerait aussi par un ralentissement de la remontée de l'Afrique, comme cela a été proposé pour la plaque Arabe (Vigny et al., 2006); Calais et al. (2003) explique ce ralentissement par la baisse du taux de convergence qui devient de plus en plus oblique depuis le Pliocène et traduisant une augmentation de la difficulté à maintenir une collision vers le Nord entre les deux plaques sur une large zone de collision continent-continent. Les différents régimes tectoniques et cinématique à la limite des plaques sont représentés sur la figure 4 ci-dessous :



Figure 4 : Principaux régimes tectoniques et cinématique à limite de plaque Afrique-Eurasie avec les déformations correspondantes en mm/an (Serpelloni et al., 2007).

Comme le montre bien la figure 4, les zones du Tell et du Rif dans lesquelles sont localisées les déformations étudiées dans cette thèse, sont caractérisés un passage d'un régime en décrochement, sur une zone qui s'étend du Rif (Nord du Maroc) jusqu'aux Bétiques (Sud-Est de l'Espagne) vers un autre en compression sur une bande étroite le long du Tell au Nord Ouest de l'Algérie.

1.3. Sismicité et régimes tectoniques le long de la limite de plaques

La distribution des séismes de magnitude supérieure à 4 sur la période de 1900 à 2004 issue des catalogues de Benouar (1994) et du CRAAG (2002) et par celui de l'International Seismological Center (ISC) souligne la limite de plaque Afrique-Europe depuis le point triple des Açores jusqu'en Tunisie (Figure 1). Dans sa partie océanique, la limite de plaques est bien marquée par une sismicité de profondeur superficielle et intermédiaire (i.e. h < 50 km) concentrée sur une bande de direction Est-Ouest étroite de 100 km. Depuis la longitude 12° W, cette limite s'élargie dans la région Ibéro-Africaine jusqu'à l'Algérie Occidentale (Buforn et al., 1988, 2004; Hayward et al., 1999) où l'activité sismique est principalement concentrée dans l'Atlas tellien avec quelques événements dans la région des Hauts Plateaux et l'Atlas Saharien plus stables, le Rif et le Sud-Est de l'Espagne. Cette sismicité y est généralement modérée (Mw < 5.5) avec l'occurrence de quelques événements de plus fortes magnitudes (Mw > 6) dans la région d'El Hoceima et dans le Nord de l'Algérie. Cela fût le cas à El Asnam, 1980 (Mw 7.3) avec des séismes qui peuvent produire sur la côte avec des magnitudes proches de 7 comme cela fût également le cas pour le séisme de Zemmouri de 2003 (Mw 6.8). Par ailleurs, les séismes profonds (h > 150 km) sous les Bétiques comme celui du séisme du 8 mars 1990 ; M 5.0 et localisé à une profondeur de 637 km (Ex :; Buforn et al., 1997) sont interprétés comme émanant un fragment détaché de plaque lithosphérique, témoin de la subduction ancienne (Udias et al., 1976).

Le régime tectonique change aussi le long de cette limite de plaque en Afrique du Nord. Il est en extension (WNW-ESE) dans la région des Açores alors que la faille de Gloria est caractérisée par des décrochements dextres (Buforn et al., 1988). A l'ouest de Gibraltar et en Algérie on note une transition en régime compressif NW-SE (Mc Kenzie, 1972 ; Grimison et Chen, 1986 ; Meghraoui et al., 1996 ; Buforn et al., 2004). Dans la zone d'Alboran le régime tectonique est le résultat d'une extension et de la convergence Afrique-Europe (Mezcua et Rueda, 1997 ; Bezzeghoud et Buforn, 1999 ; Stich et al., 2006).

11

1.4. Segmentation de la limite de plaques

Cette limite de plaque peut être subdivisée en quatre zones pour lesquelles le régime tectonique est différent: zone de Açores-Gloria, Alboran, ouest de l'Algérie et est de l'Algérie-Tunisie. Dans ce qui suit, je décris les principales caractéristiques sismotectoniques pour chacune de ces zones. Une sommation des moments sismiques est présentée pour chaque zone ainsi qu'une comparaison de la contribution de chacune de ces zones au bilan sismologique de la limite de plaques sur le siècle dernier.

1.4.1. La zone Açores-Gloria :

Cette région forme la partie ouest de la limite de plaque Afrique-Eurasie. La sismicité de la zone des Açores sur la ride de Terceira est généralement de magnitude modérée et superficielle (h< 30km; Borges et al., 2001). Au cours du siècle dernier, deux séismes de magnitude Ms ~ 7 ont néanmoins été enregistrés dans cette région, en 1939 et en 1980 (Borges et al., 2007; Buforn et al., 1988). Un volcanisme actif est présent favorisant l'émergence des îles des Açores le long de cet axe (Buforn et al., 1988). L'existence de failles normales et décrochantes est en accord avec l'orientation N25°E des axes T (Buforn et al., 1988). A l'Est des Açores, la faille de Gloria ne semble pas sismiquement active, une lacune sismique apparaît en dépit de l'événement de 1941 Ms = 8.3 qui contribue quasiment à l'intégralité de l'énergie sismique relâchée dans cette région. Plus à l'Est, sur le banc de Gorringe au large du Portugal et du Maroc, la sismicité est organisée dans les directions NE-SW et NW-SE. L'alignement NE-SW est interprété comme étant la continuité en mer des failles actives observées sur la péninsule Ibérique (Plasencia-Alentenjo, Guadaquivir et Cadiz Alicante ; Buforn et al., 2004). Cette zone est sous un régime compressif de direction N30°W comme en témoigne la formation de failles inverses et des séismes de fortes magnitudes tels que celui de San Vincente Cap du 28 février 1969 de magnitude Ms = 8, montrant un mécanisme en faille inverse (Figure 5).

1.4.2. La zone d'Alboran.

La sismicité y est diffuse et les mécanismes au foyer des séismes sont majoritairement décrochants (Bufforn et al., 2004). Notons une concentration de la sismicité superficielle (profondeur < 50 km) dans la région d'El Hoceima située dans le Rif au Nord du Maroc. Des séismes profonds (100 km) ont également été enregistrés dans cette zone, qui traduit une anomalie de la lithosphère (Buforn et al., 1988). Le séisme espagnol de 1954 localisé à ~650 km traduit un cas extrême (Buforn et al., 2004) et témoin probable d'une rupture cassante

dans la partie de la croûte africaine subductée durant l'Oligo-Miocène (Meghraoui et al., 1996). L'orientation des axes P Nord-Sud (~N170°E) est en accord avec une composante décrochante dextre sur le système de failles de direction NE-SW. L'orientation des axes T est globalement Est-Ouest (~N 80°E ; Stich, et al., 2003). La tectonique de cette région est donc le résultat d'une tectonique en compression NS à NW-SE liée à la convergence Afrique-Eurasie avec l'existence d'un régime en extension, de direction globale E-W (Mezcua et Rueada, 1997 ; Bezzegoud et Buforn, 1999 ; Stich et al., 2006).

1.4.3. La zone ouest-algérienne :

La déformation tectonique de cette zone de l'Atlas tellien, la plus active d'Afrique du nord, est associée à la convergence actuelle des plaques Afrique-Eurasie et se traduit par la fermeture progressive des bassins néogènes et par la poursuite de l'édification de la chaîne tellienne (Meghraoui et al., 1988 ; Boudiaf, 1996). La sismicité est superficielle (h < 20 km) et concentrée sur une bande étroite le long des bassins néogènes quaternaires intramontagneux comme ceux du Chellif ou de la Mitidja (Meghraoui, 1988). Ces bassins se déforment en donnant des structures plissées (synclinaux, anticlinaux) et parfois cassantes (pli-failles, failles inverses, chevauchements) orientées NE-SW à NNE-SSW. Cette sismicité se prolonge dans le domaine marin proche des côtes (Ex : séisme de Zemmouri, 2003 ; Mw 6.8). La magnitude des séismes dans cette région est généralement modérée (Mw < 6) néanmoins des séismes de magnitudes supérieures sont régulièrement enregistrées tels que ceux de Zemmouri (Mw 6.8), El Asnam (1980 et 1954; Mw 7.3, Ms 6.7) et de Sour El Ghozlane $(1910 I_0 = X)$ et induisant de fortes déformations de surface (Meghraoui, 1988). Les séismes de cette zone sont quasiment toujours associés à des mécanismes en faille inverse dans la direction NE-SW en accord avec une compression NW-SE (~N140°E; Stich et al., 2003). Au sud de l'Atlas Tellien, dans les régions des Hauts Plateaux et de l'Atlas Saharien, l'activité sismique est faible.

Les mesures géodésiques récentes montrent que cette zone (L'ouest de l'Algérie) accommode 2.7 à 3.9 mm/an de la convergence Afrique-Eurasie (Figure 4 ; Serpelloni et al., 2007) avec un taux de raccourcissement de ~ 2.2 mm/an obtenu à partir des investigations paléo sismologiques dans le bassin du Chéllif (Meghraoui et Doumaz, 1996).

1.4.4. La zone est-algérienne et Tunisie :

La sismicité enregistrée à l'Est de l'Algérie est faible à modérée ($M \le 5.5$). Les mécanismes des séismes de magnitude supérieure à 5.5, tel que celui de Constantine Mw 5.9

de 1985 avec un mécanisme en décrochement et celui de M'sila du 01-01-1965 (M 5.5) dans le bassin du Hodna. En Tunisie, les événements sismiques (M > 3) semblent plus fréquents et leurs épicentres sont distribués sur une zone plus étendue que dans l'Atlas Tellien algérien. Les mécanismes en décrochement et inverses co-existent dans cette région (Figure 7). Les axes de compression P sont de direction N160° à E-W et cette sismicité est probablement associée à l'activité des structures de l'Atlas tunisien qui change de direction E-W à N-S.

1.5. Bilan sismologique :

Je présente ici un bilan sismologique pour chacune des zones citées précédemment. Il s'agit d'une sommation des moments sismiques sur la période allant de 1904 à 2005 (Figure 5) en utilisant le catalogue de Benouar (1994) qui est le catalogue le plus complet sur la région nord algérienne, et les catalogues du CRAAG (2002) et de l'ISC. Le moment sismique est calculé à partir de la relation : Log Mo=1.5. Ms + 16.1 (Purcaru et Breckemer, 1978). La sommation des moments sismiques.



Figure 5 : Sismicité le long de la limite de plaque Afrique-Europe et le sommation des moments sismiques respective pour chaque zone décrite dans le paragraphe précédent. Les mécanismes au foyer correspondent aux séismes majeurs sur chaque zone. (Mc Kenzie, 1972 ; Buforn et al., 1988 ; Global CMT).

Sur les 4 différentes zones la somme des moments sismiques telle que l'illustre la figure 5, je note que :

La contribution des séismes majeurs (M > 7) constitue naturellement les sauts les plus significatifs de la somme du moment sismique total (Figure5). Les zones ouest algérienne et Gloria-Açores contribuent pour l'essentiel de l'énergie sismique relâchée le long de la limite de plaque en Afrique du Nord, avec respectivement ~ 3. 10^{27} dyne.cm et ~ 1.6 10^{27} dyne.cm (Figure 5). Sur la zone ouest algérienne notons la contribution importante du séisme d'El Asnam au total de l'énergie sismique libérée sur le siècle dernier. A l'opposé de la région ouest algérienne, les régions de l'Est de l'atlas et de la Tunisie contribuent moins au bilan total sur la limite de plaque Afrique-Eurasie en méditerranée occidentale et en Atlantique.

Notons que ce bilan tient compte de la déformation sismique à ne pas confondre avec la déformation Afrique-Eurasie, il apparait intéressant pour des études futures de comparer la proportion de la déformation sismique dans la déformation mesurée par GPS. Des exemples de comparaisons entre ces deux déformations peuvent être réalisées en utilisant un catalogue assez complet sur plusieurs dizaines d'années. La comparaison entre le tenseur des contraintes sismiques et celui tiré la géodésie permet d'affiner les résultats du GPS et de mesurer la proportion du taux de déformation sismique dans la déformation globale. Cette comparaison a été notamment utilisée dans le cas de la convergence des plaques arabes et eurasiennes en Iran (Masson et al., 2005) et s'impose dans le cas des zones nord africaines.

2. Caractéristiques sismotectoniques de l'Atlas tellien et du Rif

2.1. Atlas tellien

L'Atlas Tellien, considéré comme une chaîne de type Alpin constitue la bande côtière du Nord de l'Algérie. Cette zone concentre à elle seule l'essentiel de la sismicité enregistrée en Algérie.

2.1.1. Sismicité de l'Atlas Tellien :

Les catalogues historiques rapportent plusieurs séismes destructeurs (ex : Alger, 1365 Io = X et 1716 Io = X ; Oran 1790 Io = XI-X ; El Asnam 1980, Ms 7.3) (Rothé, 1950 ; Ambraseys et Vogt, 1988 ; Harbi, 2006) dans ces régions de l'Atlas Tellien (Figure XX). Pour la période antérieure à 1365, seulS quelques événements sont reportés et ceci en raison de l'absence de documents ou d'archives relatifs aux époques médiévale et antique de l'Algérie. Ces séismes sont ceux de l'an 42 à Dellys, 400 à Setif (ancienne Setifis) et de l'an 800 à Timgad (Est de l'Algérie), ainsi que celui de l'an 700 dans la région d'Ain Temouchent (Ouest de l'Algérie) (Benhallou, 1985 ; Mokrane et al., 1994 ; Harbi et al., 2006; Figure 6).



Figure 6 : Carte de la sismicité historique de 1359 à 1895 (Harbi, 2006) avec la sismicité instrumentale du Nord de l'Algérie de 1900 à 2005 (Sources, Benouar, 1995 et ISC).

La sismicité de l'ère instrumentale est généralement de magnitude modérée (M < 6), cependant, plusieurs séismes forts ont été enregistrés dans les régions du Nord de l'Algérie. Les deux plus importants sont ceux d'El Asnam du 10 octobre 1980 (Mw 7.3) et de Zemmouri du 21 mai 2003 (Mw 6.8) (Figures 6 et 7). Au cours des trois dernières décennies, d'autres séismes de magnitude modérée ont néanmoins causé d'importants dégâts (séisme de Mascara du 10 août 1994, Mw 5.7 ; d'Ain Temouchent du 21 décembre 1999, Mw 5.7 localisés dans l'Ouest de l'Atlas tellien et de Beni Ourtilane du 10/11/2000 Mw=5.7 dans sa partie est). Cette zone est de l'Atlas Tellien, est caractérisée par une sismicité plus faible par rapport à sa partie ouest, le plus fort événement enregistré étant celui de Constantine du 27 octobre 1985 (Mw 5.9).



Figure 7 : Carte de la sismicité de l'Afrique du Nord de 1900 à 2005 (Catalogues, Benouar, 1994 et ISC) et des mécanismes au foyer (Global CMT) de 1976 à 2005. Mécanismes en couleur rouge, sont les plus forts événements enregistrés en Algérie (Zemmouri, 2003 et El Asnam, 1980).

Les mécanismes au foyer de ces séismes rendent compte d'une direction NNW-SSE (N140°E) des axes de pression avec une prédominance de mécanismes en failles inverses dans les régions du centre et de l'ouest de l'Atlas Tellien (Stich et al., 2003 et 2006; Bezzeghoud et al., 1996).



Figure 8: Tenseur de contraintes régional moyen. Projection sur le plan horizontal des axes $\sigma 1$ (Flèches pointées vers l'intérieur) et $\sigma 2$ (Flèches pointées vers l'extérieur) selon Stich et al. (2006). Les chiffres encadrés représentent les taux de déformation en mm/an selon Serpelloni et al. (2007) (C.f. également à la figure 4). Les figurés de chevauchements représentent les fronts de nappes (Durand-Delga et Fontboté (1980).

Cette zone de l'Atlas Tellien, accommode une partie importante de la convergence Afrique Eurasie. A partir de l'étude de la somme des moments sismiques issus des mécanismes au foyer, Buforn et al. (2004) suggèrent que la région située entre Alger et Oran (Ouest de l'Atlas Tellien) accommode à elle seule 2.7 mm/an de la convergence Afrique-Eurasie. Les investigations paléosismologiques dans le bassin du Chéllif suggèrent des valeurs légèrement inférieures de 2.2 mm/an (Meghraoui et al., 1996). Les dernières études sur le GPS montrent que l'Atlas tellien accommode 2.7 à 3.9 mm/an dans l'Atlas Tellien (Serpelloni et al., 2007; Figure 4). Une partie de la convergence Afrique-Europe est située quant à elle au sud de l'Atlas et en mer. Des études récentes sur la marge algérienne montrent que celle-ci est susceptible d'absorber une partie de la convergence Afrique–Europe au niveau de la transition océan continent. En effet, des mesures de vitesse de déformation à long terme sur cette marge, telles que celles obtenues à partir de l'étude de profils sismiques en mer suggèrent que celle-ci accommode ~ 0.3 -0.4 mm dans la région de Boumerdes (Est d'Alger) et 0.5 mm/an à l'Est de cette marge (Figure 9; Domzig et al., 2006).



Figure 9: Vitesses de raccourcissement long-terme obtenues à partir des études de profils sismiques, sur des transects le long de la marge algérienne selon Domzig (2006).

2.1.3. Architecture néotectonique de l'Atlas Tellien

La sismicité de l'Atlas Tellien, est associée à des structures néotectoniques en plis et en pli-failles de direction NE-SO qui affectent les bassins néogènes comme ceux du Chélif ou de la Mitidja (Figures 10 et 11). Ces bassins néogènes post-nappes correspondent à des bassins intramontagneux allongés selon une direction relativement E-O et sont caractérisés par des structures avec une déformation en compression durant le Quaternaire affectant les dépôts du Quaternaire récents.





Figure 10 : Carte morphotectonique du nord de l'Algérie (Meghraoui, 1988). Mécanismes au foyer (Global CMT) des principaux séismes depuis 1980. (a) Mécanisme au foyer du séisme d'El Asnam, 1954 (Espinoza et Lopez-Arroyo, 1984).

Périodes	Ma	Régime de déformation	Failles	Plis
Quaternaire	1.5		Décrochements sénestres N-S à NNO- SSE. Dextres NO-SE. Failles inverses. Sénestres NE-SO	Pli dejeté. Pli-faille NE-SO à ENE-OSE
		Episode compressif NS		Est-Ouest
Pliocene Superieur 3				
	3	Compresssion N 22°	Décrochement sénestre NE-SO. Dextre N-S	
Pliocene Inférieur	5.5	Episode Distensif ??	Failles normales syn- sédimentaires	
Messainien Tortonien Superieur	3	Mouvements compressifs NE-SO Subsidence		NO-SE à E-O
Totonien inferieur Serravallien		Phase de distension NNO- SSE	Failles normales conjuguèes NE-SO et E-O	

Le tableau 1 ci dessous résume l'évolution chronologique des événements tectoniques au cours du Néogène dans l'Atlas tellien septentrional.

Tableau 1 : Chronologie et évolution des déformations au cours du Néogène post-nappes et Quaternaires (Meghraoui, 1982).

Dans les bassins à remplissage essentiellement plio-quaternaire, des structures tectoniques en failles inverses et pli-failles sont identifiées (Figure 11). Ces structures NE-SW à E-W sont dissymétriques avec un déversement le plus souvent vers le sud et sud-est. Le flanc sud-est de ces structures plissées est généralement affecté par une faille inverse. Les ruptures associées à ces failles sont le plus souvent aveugles comme cela fût le cas lors des séismes de Mascara et d'Ain Temouchent étudiés dans le troisième chapitre de cette thèse. L'activité est marquée essentiellement par des discordances progressives. Sur le pli, des terrasses alluviales ou marines récentes se disposent en gradins. Cette disposition est parfois l'oeuvre d'escarpements de faille. Tout le long de l'Atlas septentrional et d'Ouest en Est, on peut observer les structures les plus importantes suivantes qui sont le pli-faille de Murdjadjo (bassin du bas Chellif occidental), le pli-faille de Bou Kadir (bassin du bas chellif), celui de
Ténès-Abou El Hassan (TAEH) (bassin du bas Chellif), celui du Dahra (bassin du bas Chellif occidental), le pli du Sahel d'Alger (bassin de la Mitidja) et le pli-faille du Chott El Hammam (bassin du Hodna) (Figures 10 et 11). Toutes ces structures compressives sont généralement comparables et sont de même ampleur. Une comparaison de ces structures entre elles et surtout par rapport à celle d'El Asnam (Sara el Maarouf) étudiée par Meghraoui (1988) permet de définir leur degré d'activité.



Figure 11 : Distribution des structures plioquaternaires actives dans les bassins Néogènes de l'Atlas Tellien selon Meghraoui, 1988. (1) Pli faille du Murdjajo (2) Pli faille de Tenes Abou El Hassan (3) Bou Kadir (4) Pli faille d'El Asnam (5) Pli faille du Sahel (6) Faille de Kherrata (7) Pli faille de Chott El Hammam.

La comparaison (Tableau 2) et le degré d'activité tient compte des paramètres géométriques de ces structures (telles que la largeur du pli, la pente du flanc sud-est, la longueur de la faille associée). Les dimensions des paramètres proposées dans cette comparaison aboutissent à deux familles de structures (1) El Asnam, Bou Kadir et TAEH (2) Sahel d'Alger et le Murdjadjou. La longueur des failles, la largeur des plis et les écarts topographiques montrent des rapports importants. Nous constatons que les déformations de grande ampleur sont liées aux failles les plus longues. Les pentes, dans ces cas, indiquent le taux de déformation sur les structures qui, en fait, dépend de la vitesse des mouvements verticaux et du raccourcissement. Ces pentes sont aussi liées au taux d'érosion parfois importants surtout dans les zones déformées. En prenant, comme repère le pli faille de Sara El Maarouf (El Asnam), les pentes importantes (supérieure à 20%) seraient liées à une intense activité tectonique récente (Meghraoui, 1988 ; Maouche, 2002).

Pli-faille	Longueur (km)	Largeur (km)	Ecart topographique (m)	Pente (%)
El Asnam	36	4	199	20
Bou kadir	30	3.8	90	5
TAEH*	32	1.9	287	21
Sahel	80	5.2 O/3 C/20 E**	~250	8
Murdjadjou	60	1.8	460/160M	5

• TAEH = Tenes Abou El Hassan

• ** = O (Ouest), C (Central), E (Est)

Tableau 2 : Paramètres géométriques de quelques structures en pli-failles dans l'Atlas Tellien

2.2. Le Rif

Les montagnes du Rif est un ensemble de type alpin situé dans le Nord du Maroc et concentre l'essentiel de la sismicité enregistré au Maroc.

2.2.1 Sismicité du Rif

La sismicité de l'ère instrumentale est assez modérée puisque les séismes d'El Hoceima de 1994 et de 2004, avec des magnitudes Mw de 6.0 et 6.4 respectivement, sont les événements les plus forts jamais enregistrés. Par ailleurs, même si les catalogues historiques rapportent peu d'informations sur les séismes qui ont affectée cette région au cours de l'histoire, ces derniers mentionnent plusieurs forts séismes et notamment celui de Penon de Veléz (Ouest d'El Hoceima) de 1801 d'intensité MSK VII (Jabour et al., 2004 ; Ramdani et al., 1989).



Figure 12 : Mécanismes au foyer des séismes entre 1951 et 2005 (Buforn et al., 2004).

La sismicité récente indique des mécanismes en décrochement alors que celle-ci est en mécanisme inverse en Algérie du Nord et dans le Golfe de Cadix (figure 12). Les directions cinématiques déduites du calcul des mécanismes au foyer sont orientées NW-SE, N-S voire NE-SW. Cette variabilité est interprétée comme étant due à l'interférence entre le transport des nappes vers le SW et le mouvement convergent NW-SE de l'Afrique (Meghraoui et al., 1996).

2.2.2 Architecture néotectonique du Rif

Les structures néotectoniques du Rif sont organisées en fonction des deux décrochements de Jebha et du N'Kor (Figure 13) (Morrel, 1987 ; Frizon de La Motte et al., 1991) et le système N-S de horsts et grabens à remplissage quaternaire tel que celui situé à l'Est de la ville d'El Hoceima et un réseau de failles décrochantes de 10 à 20 km de longueur de direction NW-SE et NE-SW (figure 14).



Figure 13 : Principales structures néotectoniques du Rif (Morrel, 1987) montrant les décrochements senestres du N'kor et de Jebha, la distribution des plis néogènes et quaternaires, et les failles normales actives méridiennes de la zone orientale.

1 : Quaternaire ; 2 : Pliocène ; Miocène inférieur indifférencié ; 4 : volcanisme néogène et quaternaire ; 5 : zones internes ; 6 : unité des nappes de Ketama, Tanger et Temsamane ; 7 : nappes rifaines ; 8 : Meseta et moyen Atlas domaine géologique (avant-pays) ; 9 : failles

majeures; 10: *failles normales*; 11: *front du prisme tectonique rifain*; 12: *anticlinal*; 13: *synclinal*.

La structure du N'Kor est vraisemblablement la structure tectonique majeure jusqu'au Miocène supérieur (Frizon de Lamotte, 1987) mais actuellement inactive en raison d'un changement du champ de contrainte régional (Hatzfeld et al., 1993). La tectonique transpressive et l'existence d'un réseau de failles complexe inverses, normales et décrochantes dans le Rif reflète le changement rapide du régime tectonique local avec une rotation de blocs durant le Néogène et le Quaternaire (Meghraoui et al., 1996).

Les deux séismes d'El Hoceima de 1994 et de 2004 ont été induits par un système de failles conjuguées de direction NE-SO et NO-SE respectivement et seront discutés plus en détail dans le chapitre 3.



Figure 14 : Carte tectonique de la région d'El Hoceima

3. Conclusion

Ce chapitre a montré le caractère complexe de la déformation le long de cette limite de plaque en Afrique du Nord où coexistent différents types de déformations en reprenant l'essentiel des connaissances sismotectoniques connues et notamment à partir des méthodes de la géodésie spatiale. Les études GPS réalisées rendent compte de la cinématique à une échelle des plaques tectoniques de cette déformation. Cependant, il n'existe que très peu de stations permanentes GPS, et très peu de campagnes ont été entreprises pour des études plus détaillées de la déformation, de son mécanisme et de sa distribution spatio-temporelle qu'elle soit inter-sismique, co-sismique et post-sismique. Dans l'objectif d'une étude des

déformations dans cette zone Tello rifaine et avoir de meilleures contraintes sur sa distribution spatiale. Les séismes de ces deux dernières décennies et faisant suite au lancement du premier satellite et du début donc de l'acquisition de données SAR et des interférogrammes qui en résultent traduisent la distribution spatiale des déformations cosismiques et permet d'apporter des réponse quant au mécanisme de la déformation et la localisation et l'identification des ruptures, ce qui permet de mieux connaître et de mieux contraindre les caractéristiques sismotectoniques de cette région.

Chapitre II

<u>Chapitre II</u>

Principes de base de la Théorie InSAR et du code d'inversion Poly3Dinv

Ce chapitre a pour but de présenter les principes de base de l'interférométrie radar à ouverture synthétique (InSAR) et du code de modélisation Poly3Dinv. Ce chapitre présente les aspects fondamentaux de la théorie InSAR en se basant sur des ouvrages et des publications de référence en interférométrie radar. Je dresse dans ce qui suit une liste non exhaustive d'ouvrages sur lesquels je me suis basé et qui peuvent être consultées pour obtenir plus de détails sur la théorie et les méthodes InSAR ainsi que leur différents applications. Les livres sont ceux de : Kampes, B.M. (2006) ; Hanssen, R.F. (2001) ; Graham, L.C. (1974). Les publications de référence sont celles de : Burgmann et al. (2000) ; Massonnet et Sigmundsson (2000) ; (1998) ; Massonnet et Feigl (1998) ; Y. Bamler, R., et Hartl, P. (1998) ; Massonnet, D. et Rabaute, T. (1993) ; Gens, R. et van Genderen, J.L. (1996) ; Prati, C.et Rocca, F. (1994) ; Certains documents plus rares sont en langue française en voici une liste de certains d'entre eux: Corthier, X. (2000) ; Carnec, C. (1996) ; Dupont, S. et Bertod, M. (1994).

1. Généralités

L'InSAR est une méthode qui permet de mesurer la différence de phase entre deux images de la surface de la terre, prises à deux instants différents et correspondant au changement relatif du temps de trajet aller et retour du signal radar en un même point. Après avoir corrigé la phase engendrée par la topographie, les effets atmosphériques et la phase propre de chaque pixel, une image représentant un interférogramme est alors obtenue. L'interférogramme contient des franges qui traduisent le changement de l'état de la surface entre les deux prises de vues dans la ligne de visée du satellite avec une précision à l'échelle de la demi longueur d'onde du signal émis (bande C, $\lambda/2 = 2.83$ cm dans le cas des satellites ERS et Envisat). Le code de modélisation Poly3Dinv est utilisé pour inverser les données de déformation de surface (InSAR et mesures de terrain) et se base sur une simulation de la dislocation sur des surfaces triangulaires (Thomas, 1993 ; Maerten et al., 2005). Ces surfaces permettent d'éviter les « vides » et les chevauchements inévitables lors de la modélisation par éléments rectangulaires (Okada, 1992). Par ailleurs cette méthode permet de construire des surfaces à géométries complexes et de mieux contraindre la modélisation des données géodésiques en champ proche (Maerten et al, 2005). Les résultats ainsi obtenus décrivent les caractéristiques physiques des failles sismiques et la répartition des déplacements cosismiques le long de la rupture.

2. Le radar à visée latérale (*Side Looking Radar (SLR*) 2.1 Radar à Ouverture Réelle (*Real Aperature Radar*)

Le radar est un système actif qui produit sa propre énergie pour éclairer la cible sous la forme d'ondes électromagnétiques avec une fréquence comprise entre 1 et 1000 GHz du spectre électromagnétique.

Dans le cas des systèmes de l'imagerie radar, une longue antenne est montée à bord d'une plateforme (avion ou satellite) avec un axe longitudinal parallèle à la direction de vol (direction azimutale, Figure 1). En visant perpendiculairement à la direction de vol (direction transversale), l'antenne radar émet des impulsions d'ondes électromagnétiques qui sont rétrodiffusées par le sol. Ce signal est alors stocké dans un format complexe avec une composante réelle et une autre imaginaire.

Les deux composantes du signal SAR rétrodiffusé sont numérisées à bord du capteur (avion ou satellite) et transmis à la station de contrôle terrestre pour de futurs traitements. La phase



ou l'amplitude des images de ces scènes peuvent alors être reconstituées à partir du signal complexe.

Figure 1 : Géométrie du système radar à visée latérale (Les paramètres définis sont ceux du satellite européen ERS) (Cakir, Z., 2003).

La résolution de ce genre d'images radar, définie comme la distance minimale pour que deux objets au sol puissent être distingués, dépend intimement des propriétés de l'antenne (longueur, largeur et angle d'incidence), de l'altitude du satellite et de la durée de l'impulsion émise (Figure 1). La résolution azimutale et transversale n'est pas la même. En effet, la

résolution transversale (δR_g) est limitée par la durée de l'impulsion (Figure 2a). Plus l'impulsion est brève et plus l'on obtient une haute résolution. Cependant une courte durée d'impulsion conduit à une baisse du rapport signal sur bruit (Signal Noise Ratio, SNR), donné par l'équation (1.1) :

$$\delta R_g = \frac{c \tau_p}{2 \sin \eta} \tag{1.1}$$

Où « c » représente la vitesse de la lumière (2.9979 x 10^5 km/s), « τ_p » est la durée de l'impulsion, et « η » l'angle d'incidence.



Figure 2 : Résolution du radar en distance (résolution transversale) (a) et en azimut (b). H est l'altitude du satellite, Rn est la portée proximale, et Rf la portée distale, « η » représente l'angle d'incidence, « c » la célérité de la lumière et « Sw » est la fauchée « swath width », « Vs »est la vitesse du satellite, « θ » est l'angle de vue « look angle », « λ » est la longueur d'onde du signal, « R » est la portée « range »

Par ailleurs, la résolution azimutale est donnée par la relation :

$$\delta R_a = \frac{R\lambda}{L} \tag{1.2}$$

Où « R » est la portée radiale, « λ » est la longueur d'onde du signal et « L » la longueur de l'antenne (Figure 3b). Ainsi, la résolution azimutale est directement proportionnelle à la longueur de l'antenne, et en d'autres termes plus l'antenne est longue et plus la résolution est grande.

Utilisant une durée de l'impulsion de 37.1 micro secondes, un angle d'incidence de 23°, une longueur d'onde de 5.66 cm et une altitude de 844 km (Figure 1), à partir des équations 1.1 et 1.2 les résolutions transversale et azimutale pour les radars ERS au sol sont respectivement de 14.2 km et 4.8 km. En d'autres termes, le taille minimale d'un pixel des images d'un radar à ouverture réelle pouvant être distingué avec ERS sera de 12×4.8 km, qui est donc trop grande pour une application ciblée.

Afin d'améliorer la résolution azimutale et transversale ainsi que le rapport signal sur bruit, on utilise la technique de compression de l'impulsion. Celle-ci consiste en l'émission d'un long signal modulé en fréquence appelé « *chirp* », de telle sorte que deux points éclairés simultanément ne le soient pas avec la même fréquence, ce qui permet de retrouver leur contribution. La résolution transversale avec cette technique est :

$$\delta R_g = \frac{c}{2B_r \sin \eta} \tag{1.3}$$

Où « Br » est la largeur de la bande de fréquences de l'impulsion émise. Avec une bande de fréquences de 1.555×10^7 Hz et un angle d'incidence de 23° pour le satellite ERS ou Envisat IS2, la résolution transversale obtenue est alors de 24.6 m, 577 fois meilleure que la résolution initiale de 14.2 km.

2.2. Construction d'un radar à ouverture synthétique.

Comme dans le paragraphe précèdent (Equation 1), la longueur de l'antenne détermine la résolution dans la direction azimutale de l'image, plus l'antenne est longue, meilleure sera la résolution dans cette dimension. Par exemple, pour obtenir une résolution de 4m avec un radar à une distance de 844 km et une longueur d'onde de 5.66 cm (bande C), une antenne d'une longueur d'environ 12 km est nécessaire (équation 1.2), ce qui est complètement irréalisable. Toutefois, le traitement du signal réalisé par la synthèse d'ouverture permet de simuler une telle antenne par effet Doppler. Au cours de sa traversée du lobe l'antenne, chaque cible renvoie une fréquence légèrement différente de celle du porteur selon sa position par rapport au radar. L'écart de ces fréquences est variable lors du déplacement du satellite.

Le signal est donc modulé en fréquences et peut faire l'objet de traitement de l'impulsion qui conduit à une résolution indépendante de la distance, égale à la moitié de la longueur de l'antenne.

$$\delta R_a = \frac{L}{2} \qquad (1.4)$$

Ce résultat intéressant suggère d'employer une antenne très courte. Cependant une longueur d'une dizaine de mètres est nécessaire pour que la puissance émise soit efficace. La figure 3 schématise cette synthèse d'ouverture. Ainsi, lors du passage du capteur au dessus d'une cible, la cible au sol apparaît en premier lieu en avant du radar, après cela en face, puis la cible apparaît derrière le capteur. Au même moment le SAR a envoyé plusieurs impulsions (1350 pour ERS par exemple) et la cible a donc été éclairée 1350 fois. La réponse de la cible sera donc différente à chaque fois, celle-ci dépendant du changement dans la géométrie entre l'émetteur et la cible, et de l'effet Doppler. L'utilisation de l'effet Doppler permet de considérer le signal rétrodiffusé par la cible au sol comme si celle-ci a été éclairée par 1350 antennes différentes, correspondant à une synthétisation de l'antenne avec une distance égale à la longueur de passage du radar tout en éclairant la cible. Cette synthétisation de l'antenne de 10 m, la résolution azimutale pour des images radar à ouverture synthétique est de l'ordre de 20 par 4 mètres de taille du pixel au sol. La figure 4 montre la différence de résolution entre deux images radar à ouverture réelle et synthétique.



Figure 3 : Illustration de la synthèse d'ouverture pour le satellite ERS.



Figure 4 : Différence dans la résolution entre une image radar à ouverture réelle (a) et une image radar à ouverture synthétique (b).

3. L'interférométrie à Ouverture Synthétique (Synthétique Aperture Radar Interferometry, InSAR)

3.1 Historique

Les premières étude sur l'intérférométrie radar ont été utilisées pour l'étude de la surface de Venus et de la lune (Rogers et Ingalls, 1969 ; Campbell et al., 1970; Shapiro et al., 1972;Zisk 1972a,b). Par la suite, l'inteférométrie radar a été proposée aux Etats-Unis d'Amérique par Graham (1974), sous la forme d'un dispositif de deux antennes montées sur un même avion. Les premiers interférogrammes d'images Radar à Synthèse d'Ouverture satellitaires proviennent du satellite Américain SeaSat mis en orbite en 1978. Des images-radar interférométriques furent ensuite acquises par le radar SIR - B en 1985. L'objectif de ces expériences était la détermination du relief. En 1985 le Centre National des Etudes Spatiales (CNES) de Toulouse débuta un programme de recherche sur la détection des mouvements du satellite européen ERS 1, Massonnet et al. (1993) ont pu mettre en évidence pour la première fois la carte des déplacement centimétriques du sol accompagnant le séisme de Landers du 28 Juin 1992 (Mw 7.4). Depuis, de très nombreuses études et publications ont couvert un très large domaine d'applications : Algorithme, déroulement de phase, chaînes de traitement automatiques, mouvements de terrain, volcans, séismes,

mouvement de glaciers mais aussi la génération de modèles numériques de terrain avec une résolution fine, classification agricole, Suivi des très faibles déformations (PSInSAR), forêts, etc.

En Afrique du nord, le premier article publié fût celui de nos travaux (Cakir et al. (2006), voir Chapitre IV.1] où nous avons traité les images SAR du séisme d'El Hoceima survenu le 24 février 2004 (Mw 6.4) et l'étude conjointe des séismes d'El Hoceima de 1994 et de 2004 (Akoglu et al. (2006), voir Chapitre IV.2.

3.2. Principes de l'InSAR : comment ça marche ?

Les principes de base de l'InSAR sont donnés dans ce qui suit sans pour autant rentrer dans le détail des relations et équations et les détails techniques pour ceux qui ne sont pas familiers à la méthode. D'autres informations peuvent être trouvées sur la théorie et les applications de l'InSAR dans un certain nombre d'ouvrages et dont une liste non exhaustive est dressée au début de ce chapitre.

Les données de l'interférométrie radar peuvent être acquises de deux manières différentes : - la première consiste à utiliser deux antennes embarquées à bord d'un avion ou une navette spatiale ; la seconde est celle dite *multi-pass* qui consiste à n'utiliser qu'une seule antenne ; deux passages sont alors nécessaires, cette dernière étant celle utilisée par les satellites.

(1) Pour la technique à deux antennes, celles-ci peuvent être disposées, en parallèle à la trajectoire, aux extrémités du fuselage. Cette technique fondée sur la différence de phases entre échos séparés de moins d'une seconde, est conçu spécialement pour mesurer les mouvements de la surface océanique, courants, remous, spectres de vagues ...etc. (*along track interferometry*; Goldstein et Zekber (1987); Goldstein et al. (1989); Laurence et al., 1994; Bao et al., 1997, 1999). Les antennes peuvent aussi être disposées perpendiculairement à la direction de vol pour mesurer la topographie localement ou de manière globale (across-track interferometry; Zekber et Goldstein (1986), Shuttle Radar Topography Mission in 2000). Toutefois malgré les problèmes de decorrélation, l'interférométrie *multi-pass* est plus simple technologiquement et s'appuie sur une bonne connaissance des orbites. D'autre part, le satellite offre une plus grande stabilité en altitude et en vitesse, et donc une meilleure précision de positionnement. L'écartement inter-orbites est appelé ligne de base (*Baseline*, Fig 1.8). Pour chaque système SAR, il existe une ligne de base critique au dessus de laquelle l'interférométrie devient impossible à mettre en œuvre (Zekber et Villasenor, 1992). La fonction de corrélation spatiale est donnée par la relation suivante :

$$\rho_{spatial} = 1 - \frac{2|B|\cos^2\theta R_g}{\lambda R} \tag{1.5}$$

La ligne de base dite critique Bc est donnée par la relation :

$$Bc = \frac{\lambda R}{2\cos^2\theta\delta g} \quad (1.6)$$

En prenant une longueur d'onde de 5.66 cm, 20 m de résolution distale (transversale), un angle de visée de 23° et 844 km de distance, dans le cas du satellite ERS l'équation (1.6) donne une ligne de base critique de ~ 1300m.

(2) La géométrie d'acquisition de l'interférométrie dite *multi-pass* est illustrée sur la figure 5. Du fait que le satellite ne vole pas exactement sur une même orbite qui suit l'orbite du premier passage, la cible est observée de deux angles différents donnant ainsi naissance à un couple d'images stéréographiques, par conséquent il en résulte une différence de phase entre les deux distances radiales de rais pour une même cible à la surface du sol. La différence

de phase
$$\phi$$
 s'exprime par la relation $\phi = \frac{4\pi}{\lambda} \delta R$ (1.7)

Où ∂R représente la différence entre les distances radiales distale et proximale. Par ailleurs, la phase est connue en valeur principale (modulo 2π). En utilisant les lois trigonométriques. la valeur ∂R peut être exprimée de la manière suivante :

 $(R + \delta R)^2 = R^2 + B^2 - 2RB\sin(\theta + \alpha) \quad (1.8)$

Où « B » est la longueur de la ligne de base, « α » l'angle d'orientation de la ligne de base (Figure 6). Si l'on néglige alors le terme d'ordre $(\delta R)^2$ l'expression (1.8) sera

$$\delta r \approx B\sin(\theta + \alpha) + \frac{B^2}{2R}$$
 (1.9)



Figure 5 : La géométrie de l'interférométrie « multi-pass » illustre comment la même cible sur la surface est éclairée pendant deux passages différents. La figure encerclée montre la séparation de ligne de base entre deux orbites et ses divers composantes.

Dans le cas d'un système satellitaire, le deuxième terme de droite est négligeable et peut donc être ignoré, alors l'expression (1.8) s'écrit

$$\delta R \approx B \sin(\theta - \alpha)$$
 (1.10)

Comme montre la figure 5, la composante parallèle à la direction de visée de la ligne de base est donnée par la relation suivante : $B_{II} = B \sin(\theta - \alpha)$. (1.11)

Ainsi la différence de trajet est $\delta R \cong B_{\parallel}$ (1.12)

Les équations (1.7) et (1.12) montrent que la différence de phase est la composante parallèle de la ligne de base par la longueur d'onde multipliée par deux pour un trajet aller et retour de l'onde radar. A partir de la géométrie illustrée par la figure 6, la hauteur d'une cible « h » est donnée par :

$$h = H - R\cos\theta \qquad (1.13)$$

où « H » représente l'altitude du satellite. Les scènes du satellite ERS font environ 100 km de longueur en azimut, et sont acquises par le satellite en environ 15 secondes. Le SAR de RADARSAT peut alors conformer et orienter son faisceau dans un couloir de 500km. Il offre aux utilisateurs une gamme de faisceaux pouvant balayer des largeurs de fauchée variant entre 45 et 500 kilomètres, à des résolutions de 8 à 100 mètres et des angles d'incidences entre 10 et 60°. L'amplitude de la séparation orbitale entre deux prises de vue détermine la sensibilité de l'instrument à la topographie, l'effet de cette séparation orbitale est qualifié par l'altitude d'ambiguïté ha qui est inversement proportionnelle à la composante horizontale de la ligne de base. On désigne par « altitude d'ambiguïté » la différence associée à deux franges topographiques, ce qui correspond à une variation de distance aller et retour égale à la longueur d'onde, soit un tour de phase. L'expression exacte ha (m) est donnée par (Massonnet et Rabaute (1993) par la relation :

$$ha = \frac{R\lambda tan\theta}{2B_h} \approx \frac{10000}{B_\perp} \quad (1.14)$$

« B_h » étant la composante horizontale de la ligne de base (Fig 1.6) et ainsi plus cette ligne de base est courte et moins un interférogramme contiendra de franges liées à la topographie. De l'équation (1.7) on conclut que la zone visée par le radar et les conditions atmosphériques qui affectent le signal radar sont rigoureusement identiques lors des deux acquisitions. Si les mêmes conditions atmosphériques prévalent, alors un changement de la hauteur δd se produit, celui-ci sera dû à des événements tels qu'un tremblement de terre, de la subsidence entre le temps séparant les deux acquisitions, la différence de phase sera alors

$$\phi = \frac{4\pi}{\lambda} \,\delta R + \frac{2 \times 2\pi \delta d}{\lambda} \quad (1.15)$$

Du fait que ce travail est dédié à l'étude et la déformation en surface, la phase topographique est considérée comme un artefact et doit être éliminée des interférogrammes. Il existe deux méthodes pour éliminer les effets topographiques (Massonnet et Feigl, 1998) :

a) La première méthode utilise un seul interférogramme, et est ainsi dite « *two-pass interferometry* ». La phase topographique est ainsi générée en utilisant un modèle numérique

de terrain (MNT) et est ensuite soustraite de l'interférogramme (Massonnet et al, 1993). L'intérêt majeur de cette méthode est de s'affranchir du déroulement de la phase.

b) La seconde méthode est celle dite de « combinaisons entières des lignes de base ». Elle consiste à générer un interférogramme différentiel à partir de deux couples présentant un rapport entier de lignes de base. Dans un premier temps la topographie est soustraite sur chacun des couples à l'aide d'un MNT de qualité médiocre. Puis chaque interférogramme ainsi obtenu est multiplié par un nombre entier afin d'obtenir deux interférogramme peuvent alors être soustraits Massonnet et Feigl (1995). Chaque méthode possède ses avantages et ses inconvénients de celles-ci sont discutés en détail dans la publication de Massonnet et Feigl (1998).

3.3. Traitement des données InSAR :

Dans mes travaux, j'ai utilisé l'interférométrie dite « *two –pass interferometry* » pour développer les aspects majeurs liés au traitement de cette méthode.

Le schéma de la figure 6 montre les étapes de la construction d'un interférogramme. Deux images SAR complexes sont nécessaires à la génération d'un interférogramme. Les deux images peuvent être commandées sous la forme de données brutes (raw data) ou bien de données complexes dites « single-look complex » (SLC). Pour obtenir une bonne combinaison interférométrique il est nécessaire de choisir deux images focalisées à l'identique (Massonnet et Feigl, 1988). Le centroid du Doppler utilisé dans la focalisation des deux images doit être rigoureusement le même. Ainsi il est fortement recommandé d'utiliser des images SAR brutes (raw data) au lieu des images complexes (SLC) pré-traitées.

Afin d'augmenter le rapport signal sur bruit, la taille du pixel est souvent augmentée en moyennant avec les pixels avoisinants. Ce traitement est dit « complex multi-looking » et permet d'obtenir un pixel de forme carrée. A titre d'exemple, traiter 1 *look* en fauchée (range) et 5 *look* en azimut conduit à une taille de pixel de 20m × 20m. Chaque paire de points d'images SAR doit être alignée précisément à une fraction de largeur de pixel inférieure à 1m dans la direction distale (fauchée) et azimutale. Afin d'y remédier, une des images SAR dite « image esclave » est reéchantillonnée et enregistrée dans la géométrie de l'autre image inchangée dite « image maîtresse ». L'image maîtresse peut être également géoréférencée en la corrélant avec une image en amplitude générée à partir d'un modèle numérique de terrain (Massonnet et Feigl, 1988).

Une fois les deux images co-enregistrées avec une grande précision, la prochaine étape est de générer l'interférogramme. Cette étape est réalisée en calculant une différence de phase entre chaque pixel de l'image maîtresse et esclave. Dans des conditions théoriques idéales (Ex : Absence d'effets atmosphériques, absence de décorrelations spatiales et temporelles etc.), la phase obtenue contient des informations sur la topographie et la déformation accumulée entre les deux temps d'observations. En pratique l'interférogramme est influencé par d'autres facteurs tels que les changements de l'état de la surface (Tissus végétal, activitées humaines etc.) entre les deux prise de vues et les effets atmosphériques qui réduisent la cohérence entre les deux prises de vues. Ces facteurs seront énumérés avec plus de détails dans le paragraphe 3.3.

La contribution de la topographie devra être soustraite de l'interférogramme pour ne mettre en évidence que la déformation. Pour cela, la phase topographique est simulée à partir d'un modèle numérique de terrain et des données orbitales, par la suite celle-ci est soustraite à l'interférogramme. Après cette soustraction, le signal de l'interférogramme ainsi obtenu correspond quasiment à une carte de la déformation en surface exprimée en franges de déformation (i.e. un cycle complet de couleur, i.e, du bleu au rouge). Chaque frange représentant une demi longueur d'onde de déformation ($\lambda/2 = 2.83$ cm) en surface à cause du trajet aller et retour du satellite le long de la visée du satellite [Radar Line of Sight (LOS)].



Figure 6 : Schéma illustrant la production d'un interférogramme et des images de phase et d'amplitudes à partir des données brutes. La différence de phase représente $\delta \phi = \phi_1 - \phi_2$ Dans la bande C, $\lambda/2 = 2.83$ cm.



Figure 1.6 : Figure résumant les étapes de la chaîne Sarscape pour le traitement des images SAR.

3.3.1. Déroulement de phase

Le déroulement de la phase est l'étape la plus difficile dans le processus de traitement des images SAR. Ainsi la présence de bruit sur l'interférogramme peut fausser considérablement l'information de phase. Elle doit être donc précédée d'un filtrage automatique en fréquence et efficace qui élimine le bruit.

Une première solution pour dérouler la phase consiste à corriger un pixel par rapport à un pixel adjacent en supposant que la pente entre ces deux points est la plus faible possible parmi toutes celles définies à 2π près. En pratique, chaque pixel est corrigé de proche en proche en tenant compte du pixel précèdent. Dans le cas d'une faible cohérence entre les images cette étape est difficilement réalisable sans introduire d'importants artefacts de calcul. Il est donc préférable de numériser les franges observées sur l'interférogramme enroulé (*wrapped interferogram*) et d'accorder la valeur absolue à chaque frange de manière directe. La phase absolue est donnée par la relation : $\varphi_{abs} = 2k\pi + \varphi_{mes}$ (1.16)

Où φ_{abs} est un multiple de 2π .

Le schéma ci-dessous présente le principe du déroulement de la phase en une dimension.



Figure 8 : Schéma représentant le déroulement de phase en une dimension

3.4. Sélection des données et facteurs influençant les mesures InSAR

La qualité et les précisions des calculs liés à l'InSAR dépendent d'un certain nombre de facteurs qui sont l'atmosphère, les orbites, les décorrélations temporelles, décorrélation des lignes de base et de la topographie.

3.4.1 Les orbites

La différence de position orbitale des deux satellites entre les prises de vue crée des différences de phase appelées franges orbitales. Ces franges sont reconnaissables car elles sont parallèles à l'orbite. Connaissant les orbites des satellites, recalculées par l'université de DELFT (Scharoo et Visser, 1998) avec une précision de 10cm, cette contribution peut être modélisée et retranchée de l'interférogramme. D'autres orbites calculées par d'autres centres notamment l'ESA peuvent être aussi utilisées. Il reste cependant parfois des franges orbitales résiduelles reconnaissables par le fait qu'elles sont parallèles ou perpendiculaires à la direction de vol du satellite. Lorsque cela est nécessaire (notamment pour l'interférogramme du séisme d'Ain Temouchent) les franges orbitales ont été corrigées en appliquant une simple correction de plan orbital en soustrayant à l'interférogramme un polynôme du premier ordre similaire aux franges orbitales. D'autres méthodes de correction de franges orbitales sont proposées par différents auteurs, notamment Pritchard et al. (2002).

3.4.2 Effets atmosphériques

La caractéristique "tout-temps" des images radar ne confère pas à l'interférométrie une insensibilité aux conditions atmosphériques. En effet, utiliser deux images acquises à des dates différentes rend la technique tributaire des changements d'état de l'atmosphère. Les inhomogénéités de ses couches, notamment la troposphère (jusqu'à 15km) et l'ionosphère (audelà de 70km), se traduisent par des variations locales de l'indice de réfraction, ce qui entraîne des variations de longueur des chemins optiques. S'il n'existait pas d'atmosphère le rai serait comme celui représenté en rouge, l'existence de l'atmosphère allonge ce dernier comme représenté sur le rai en bleu, ce dernier est d'autant plus allongé qu'il traverse la troposphère inférieure. Ces erreurs peuvent être estimées dans certains cas. Il est ainsi possible de calibrer les interférogrammes en modélisant une partie du délais atmosphérique à partir de mesures indépendantes telles que le GPS ou des capteurs atmosphériques (Delacourt et al., 1998; Zebker et al., 1997). Cependant, comme ces hétérogénéités atmosphériques se déroulent à différentes échelles de temps, l'application de ces différentes méthodes de corrections dépendent intimement de la densité des mesures complémentaires aux données InSAR (Li et

al., 2005 ; Goldstein, 1995 ; Hanssen, 1999).

3.4.3 La decorrélation temporelle

La durée séparant les deux acquisitions (base temporelle) doit être minimale, une durée trop longue favorisant les changements d'état de surface et donc la perte de cohérence entre les échos. (Polidori, L. 1996). La decorrélation temporelle est l'effet des changements physiques de la surface entre les deux observations. (Rodriguez E., et al., 1992). Cette dégradation de la cohérence, synonyme de perte d'information altimétrique, peut être éludée en réduisant l'intervalle d'acquisition. (Polidori, 1996). C'est l'objectif de la mission tandem ERS1-ERS2, pour laquelle les passages sont distants d'un jour, mais qui n'est plus en fonction, en raison de la défaillance d'ERS1à partir de 1996 et ERS-2 devenant lui aussi défaillant à partir de 2000. Les décalages temporels de 3 ou 35 jours permettent une couverture plus complète avec le risque d'une plus grande perte de corrélation. En outre, la corrélation sera meilleure si la période d'acquisition est adaptée à la nature du sol. Ainsi, l'interférogramme d'un site présentant une forte végétation sera plus cohérent l'hiver car la végétation est stable. Sur une zone boisée en période printanière, la decorrélation sera quasilinéaire ; la variation du chatoiement « speckle » provoquée par l'évolution du sommet du couvert végétal en est le principal facteur. En règle générale, selon que le phénomène à observer est brusque ou continu, réversible ou irréversible, la durée entre les deux clichés revêt une importance capitale. Ainsi, dans le cadre de la restitution du relief, on emploiera de préférence des cycles satellitaires courts. En revanche, la mise en évidence de déformations graduelles par interférométrie différentielle est facilitée par des passages éloignés. Pour un tremblement de terre, phénomène ponctuel, il suffira de disposer d'une image prise avant la secousse et d'une autre prise après (Dupont et al., 1994).

3.4.4 Décorrélations géométriques (Baseline decorrélation)

Comme il est mentionné précédemment, il existe une longueur critique de ligne de base, au dessus de laquelle la production d'un interférogramme devient impossible (équation 1.5). La décorrelation augmente avec l'augmentation de la ligne de base. Du fait que cette dernière est un facteur déterminant pour évaluer la sensibilité à la topographie et par conséquent à l'altitude d'ambiguïté de l'interférogramme (équation (1.12)), le choix des lignes de base adéquates dépend de l'objectif assigné à l'interférogramme. En effet, pour la production d'un modèle numérique de terrain (MNT), le couple d'images SAR doit être choisi avec une faible altitude d'ambiguïté (50 à 100m) afin de mettre en évidence les détails topographiques alors que dans le cas de l'interférométrie différentielle dédiée à la détection

des mouvements du sol, les couples d'images SAR se doivent d'avoir une grande valeur de l'altitude d'ambiguïté afin d'éviter de générer des franges résiduelles liées à la topographie et aux erreurs contenues dans le MNT utilisé. Par exemple, une erreur de 100m sur le MNT utilisé pour soustraire la contribution topographique à la phase va causer un cycle de frange entier sous la forme d'artefacts topographiques avec une altitude d'ambiguïté de 100m.

3.4.5 La topographie

La différence d'angle de prise de vue entre les deux images crée un effet stéréoscopique. Plus l'angle est important, plus l'interférogramme sera sensible à la topographie. L'effet stéréoscopique introduit dans le signal radar des différences de phase appelées frange topographiques permettant de restituer le relief. Ces franges sont identifiables de par leurs courtes longueurs d'ondes et sont superposables avec les courbes de niveaux topographiques. Pour éviter cet effet, les images sont choisies en fonction de l'altitude d'ambiguïté.

4. La théorie de la dislocation et ses applications en sismologie :

4.1 La dislocation : Un séisme peut être modélisé par une dislocation c'est-à-dire une discontinuité de déplacement, d'amplitude Δu , sur un plan de faille. L'énergie libérée provient d'une accumulation d'énergie élastique dans le milieu, accumulation qui a pu se faire progressivement au cours du temps. Physiquement un milieu dislocatif peut être schématisé de la manière suivante : On coupe un milieu selon un demi-plan, les faces de ce milieu sont recollées après les avoir fait glisser ou tourner, soit après avoir enlevé de la matière. Intuitivement on « sent » que sur l'axe Oz, limite de la coupure, on aura une très forte accumulation de tension (Impréssion de déchirement) ; c'est la ligne de dislocation, la quantité ; la quantité de glissement ou de rotation traduit différentes discontinuités du déplacement.



- a) Etat élastique de la coupure
- b) Dislocation coin, glissement
- c) Dislocation coin, enlèvement de matière
- d) Dislocation vis, glissement
- e) Disclination, rotation autour de Ox
- f) Disclination, rotation autour de Oy
- g) Disclination, rotation autour de Oz

Figure 9 : Schéma des différents types de dislocations

Soit $\Delta u_i(\xi,\tau)$ une discontinuité de déplacement en un point $\xi=(\xi_1, \xi_2)$ de la surface S de la faille, se produisant à l'instant τ . Cela signifie qu'un point d'une des 2 lèvres d'une faille a un mouvement $u(\xi^+, \tau)$, et que le point correspondant à l'autre lèvre de la faille a un mouvement $u(\xi^-, \tau)$.



Figure 10 : Schéma de la discontinuité de déplacement

 $\Delta u(\xi,\tau) = u(\xi^+,\tau) - u(\xi^-,\tau)$

- Convention Aki-Richard (1980) : Normale extérieure à chaque compartiment de faille.

« u⁺ est la trace laissée (gravée) par le bloc B (positif) sur le bloc A (négatif)

« u⁻ est la trace laissée (gravée) par le bloc A (positif) sur le bloc B (négatif)

« n⁺ est la normale extérieure au bloc B (positif).

n⁻ est la normale extérieure au bloc A (positif).

Le vecteur de dislocation (ou de Burgers) est défini comme le vecteur unitaire de direction $\Delta \underline{u}$. Il parait raisonnable d'associer à des notions, telles que plan de faille et de rejet, les concepts de surface de discontinuité et ces vecteur de Burgers (Legros,1976). Le vecteur de Burger a une composante normale au plan de faille. On note τ le vecteur tangentiel au plan de faille (Fig. 11) où τ est la tangente à la courbe en un point et « a » est le vecteur de Burgers. Si « a » est perpendiculaire à τ on dit qu'il s'agit d'une dislocation coin. Si quelque soit le circuit enlaçant la courbe Γ « a » est constant, on a une dislocation Volterra. Si a est variable on a une dislocation de Soligliana (Legros, 1976).



Figure 11 : Figure schématisant la notion du vecteur de Burgers

La théorie de la dislocation dans un espace élastique sur laquelle repose le code d'inversion Poly3Dinv utilisé dans cette thèse a été largement utilisée au cours des trois dernières décennies pour estimer le champ de déplacement et de contraintes dans l'environnement d'une faille à terre. Steketee a été le précurseur dans l'application de cette théorie à la résolution et à l'application à des problèmes géophysiques dans deux publications (Steketee, 1958a, 1958b). Il a revisité la formulation de Volterra (Figure 12) pour des problèmes liés à la dislocation et a présenté une méthode qui permet de construire des fonctions de Green pour un demi-espace infini qui contient une surface de déplacement discontinue (la dislocation). Equation du champ de déplacement $u_i(x_1, x_2, x_3)$ dû à une dislocation $\Delta u_j(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ selon steketee (1958) est la suivante :



Figure 12 : Schéma de dislocation de Volterra pour un éléments selon Steketee (1958)

Les fonctions peuvent être intégrées au calcul du champ de déplacement autour d'une surface, plane et discontinue. Ces champs de déplacement satisfont les équations de Navier qui gouvernent les équations de la théorie de l'élasticité linéaire. Les dérivées spatiales des composantes du déplacement permet d'obtenir les composantes de la déformation. L'introduction de la loi de Hook pour un matériau permet d'obtenir les composantes de la contrainte. Le travail de Steketee a montré qu'à partir d'outils mathématiques sur la théorie de la dislocation permet de mettre en évidence ces champs autour d'une surface de faille idéale dans un demi-espace.

Chinnery utilisa alors les résultats de Steketee pour déduire une solution pour une faille verticale de dimensions arbitraires et compara les résultats du champ de déplacement à celles mesurées par des méthodes géodésiques à proximité d'une faille active (Chinnery, 1961 et 1963). Ces résultats eurent un grand effet sur la communauté des géophysiciens et fût le véritable début de l'utilisation de cette théorie qui est devenu ainsi le principal outil d'analyse de la fracturation et depuis la fin des années soixante à nos jours. Par la suite Okada a améliorer l'expression analytique pour la déformation en surface d'un demi espace dû à une friction inclinée et des surfaces de dislocation rectangulaires et en ouverture (opening) (Okada, 1992).



Figure 13 : Géométrie de de quatre différents points sources (Okada, 1992).

A partir de l'équation de Steketee (1958) Okada défini le champ de déplacement interne u^0 , qui correpond à chaque point source qui peut être défini par une combinaison de champs de déplacements causés par une déformation nucléée, $\frac{\delta u^j}{\delta \zeta_k}$ où :

1) Pour un point source en décrochement (Moment = M_{0}):

$$u^{0} = \frac{M_{0}}{F} \left[-\left(\frac{\delta u^{1}}{\delta \xi_{2}} + \frac{\delta u^{2}}{\delta \xi_{1}}\right) \sin\delta + \left(\left(\frac{\delta u^{1}}{\delta \xi_{3}} + \frac{\delta u^{3}}{\delta \xi_{1}}\right) \cos\delta\right]$$
(1.18)

2) Point source en glissement (Dip-slip) :

$$u^{0} = \frac{M_{0}}{F} \left[\left(\frac{\delta u^{2}}{\delta \xi_{3}} + \frac{\delta u^{3}}{\delta \xi_{2}} \right) \cos 2\delta + \left(\left(\frac{\delta u^{3}}{\delta \xi_{3}} + \frac{\delta u^{2}}{\delta \xi_{2}} \right) \sin 2\delta \right] \quad (1.19)$$

3) Point source en tension où l'intensité est égale à $(\lambda/\mu)M_0$ de la partie isotropique et $2M_0$ de la partie uniaxiale :

$$u^{0} = \frac{M_{0}}{F} \left[\left(\frac{2\alpha - 1}{1 - \alpha} \frac{\delta u^{n}}{\delta \xi_{n}} + 2\left(\frac{\delta u^{2}}{\delta \xi_{2}} \sin^{2} \delta + \frac{\delta u^{3}}{\delta \xi_{3}} \cos^{2} \delta \right) \right) - \left(\frac{\delta u^{2}}{\delta \xi_{3}} + \frac{\delta u^{3}}{\delta \xi_{2}} \right) \sin 2\delta \right]$$
(1.20)

4) Explosion d'un point source (Intensité = M_{0})

$$u^0 = \frac{M_0}{F} \frac{\delta u^n}{\delta \xi_n} \tag{1.21}$$

Pour une solution en 2 dimensions, la technique numérique la plus utilisée est la méthode des éléments aux frontières (*Boundary element method, BEM*) qui a été largement utilisée pour modéliser le comportement des failles (Mavko, 1982 ; Bilham et King, 1989), chevauchement, centres d'accroissement (Sempere et MacDonald, 1986), l'emplacement de dykes ignés (Delaney et Pollard, 1981) et l'accroissement des ensembles de joints (Olson et Pollard, 1989 ; Du et Aydin, 1991) ainsi que des veines (Olson et Pollard, 1991).

Cependant, la méthode initiée par Steketee et Chinnery nécessite des intégrales longues et compliquées même pour une forme géométrique simple. Une approche différentes du problème initiée par Burgers (Burgers, 1939) a été adoptée par Yoffe (Yoffe, 1959). Pour un problème de dislocation angulaire dans un espace infini et élastique. Cette solution a été par la suite utilisée pour en principe des solutions pour des dislocations polygonales et en polyèdres dans des milieux infinis. Conmidou et Dunders ont élargi l'utilisation de la dislocation rectangulaire aux problèmes des demi-espaces (Conmidou et Dunders, 1975) et permirent ainsi de franchir le pas pour des applications aux problèmes géophysiques. Ainsi Thomas (Thomas, 1993) décrit le code Poly3D qui est un code numérique qui permet de calculer le

champ de déformation et de contraintes induit dans un demi-espace ou espace entier par des éléments polygonaux (Figure 1).



Figure 15 : Construction d'éléments polygonaux. (a) dislocation angulaire, (b) dislocation en segment construite à partir de deux dislocations angulaires, (c) élément polygonal construit à partir de 5 segments de 10 dislocations angulaire (Maerten F., et L., sous presse).

4.2 Avantages de l'utilisation des éléments polygonaux pour une dislocation triangulaire par rapport à une dislocation rectangulaire de type Okada :

L'utilisation de surface de failles à géométries complexes permet d'éviter les chevauchements (Figure 16) et écarts (Figure 17) entre les éléments, ce qui est irrémédiable lors de l'utilisation d'éléments pour la modélisation d'une dislocation de type rectangulaire (Okada, 1992) (Figure 16). Ces chevauchements (Figure 17) et écarts entre les éléments induisent inévitablement des erreurs lors de l'inversion, notamment lorsque les données mesurées sont proches des surfaces de faille.



Figure 16 : Figure représentant le chevauchement entre éléments lors de l'utilisation de la dislocation sur des éléments rectangulaires (Johnson et al., 2001).



Figure 17 : Ecarts lors de l'utilisation de différents azimutes avec une dislocation réctangulaire

Par ailleurs il n'est pas nécessaire d'utiliser les fonctions de Green pour les "impulse point force" pour avoir la solution analytique sur un triangle comme cela fût le cas pour la méthode Okada (1992) où il intègre les fonctions de Green sur un rectangle. L'ajout simple de dislocation-segment (ou les segment sont les coins d'un polygone considéré) fournie directement les fonctions de Green sur un polygone sans intégration.

4.3 Le code Poly3Dinv : Poly3Dinv est un code d'inversion linéaire des déplacements sur des surfaces de faille à géométries complexes dans un milieu isotrope homogène, linéaire, élastique plein ou en demi-espace. Il est basé sur le code Poly3D (Maerten et al, 2007, Thomas, 1993 ; Maerten F., thèse en cours) et utilise donc éléments de type triangulaires ou plus généralement polygonaux. Le code prend en entrées différentes données de mesure en surface ou en profondeur pour parfaire l'inversion. Ces données, résultant du mouvement des failles qui sont les inconnues, peuvent être de différents types de déplacement (GPS, InSAR, rejets de faille mesurés en surface ou rejets mesurés sur les profils sismiques), de contrainte ou de déformation mesurée dans des puits de forage, ou d'angles de déviation donnés par des inclinomètres. Elles sont pondérées entre elles, et pour chacune d'entre elle, chaque donnée étant fournie avec son incertitude (si besoin est). Plusieurs données peuvent être prises en entrée d'un model, ces données pouvant être de types différents.

4.4 Système à résoudre

Suivant le nombre d'inconnues du système (déplacement en Pendage/azimut et normal pour chaque élément des surfaces de faille) et le nombre de données mesurés, le système peut être sous-déterminé ou sur-déterminé. Dans les deux cas, l'utilisation d'une formulation de type moindres carrés est indispensable. De plus, la mesure d'incertitude de chaque point d'observation (donnée) doit être incorporée dans la formulation, qui prend la forme:

$$d = (M^T W M)^{-1} M^T W_u (1.21)$$

Où M représente les fonctions de Green, W une matrices diagonale image des incertitudes des données d'observation, u les valeurs des données et d les déplacements calculés sur les surfaces de faille.

4.5 Contraintes

Une inversion pouvant donner une multitude de résultats différents, il est nécessaire de contraindre au mieux le système afin qu'une solution cohérente soit déterminée. La première d'entre elle est de forcer le déplacement calculé pour un élément d'une surface de faille pour être "assez" prêt de ses éléments adjacents. De ce fait, on évite ainsi une fluctuation importante de la répartition des déplacements calculés (filtrage des petites longueurs d'ondes). Cette contrainte est directement incorporée dans le système à résoudre par l'utilisation d'un opérateur de lissage de type Laplacien pour maillage irrégulier (appelé "opérateur parapluie", Maerten et al, 2005). La relation (1.21) devient alors:

 $d = (M^T W M + \varepsilon^2 S_m)^{-1} M^T W_u \qquad (1.22)$

où S_m représente l'opérateur Laplacien pour maillage non structures et ε un scalaire de filtrage. Plus ce scalaire est grand, plus le filtrage est important.

Un autre type de contrainte est incorporé, telle que les valeurs de déplacement nul au bord des surfaces de faille, à l'exception des bords touchant la surface libre (dans le cas d'un demi-espace) ou a l'intersection d'une autre faille.

Enfin, un troisième type de contrainte permet de spécifier si les déplacements calculés doivent être positif ou négatif. Dans le cas du « dip-slip », cela permet de spécifier si une faille doit être normale ou inverse, et pour le « strike-slip », si elle est dextre ou senestre. Ces types de contraintes sont utilisés directement dans la résolution du système par l'intermédiaire d'un algorithme de type FNNLS (Fast Non-Negative Least Squares ;Bro et De Jong, 1997).

4.6 Utilisation partique de Poly3DInv.

Le fichier d'entrée de Poly3Dinv permet de spécifier les surfaces de failles du modèle, les conditions aux limites sur celles-ci ainsi que les contraintes, et les données mesurées (InSAR, GPS, déplacements mesurés ...). Son format est le suivant:

Poly3Dinv 1.0

header

smooth 0.3

Faults definition

input_file model.in
output_file model_result.in

Constraints

constraint f1 f2 lock on border for slip constraint f1 unlock on intersection for slip constraint f1 negative for dip constraint f2 positive for dip constraint f2 negative for strike

end

begin_gps

name InSAR1
file ../data/Rouiba_InSAR.dat
column x y z ux uy uz wx wy wz
export dse result_Rouiba_InSAR.dat

end
begin_insar name insar1 file ../data/Rouiba_insar.dat column xyzuw export dse result_Rouiba_insar.dat end

Dans cet exemple, un modèle Poly3D est défini dans le fichier model.in qui comporte 2 surfaces de failles (f1 et f2), et des contraintes sont appliquées sur les surfaces de failles définissant le model. Puis, deux types de données de mesures sont fournis (GPS et InSAR), avec le nom du fichier associé ainsi que la description du format des fichiers colonnes.

Comme Poly3DInv nécessite la construction d'éléments polygonaux (traingles) avec un format bien particulier, il est essentiel d'avoir un programme qui construise des failles à partir de surfaces triangluaires. Pour cela il est nécessaire de placer les nœuds du toit et du bas de la faille sur une carte (ex fond topographique SRTM), exporter les nœuds en coordonnées et construire sa faille. Pour le logiciel Matlab est un bon outil pour remédier à l'absence d'un programme spécifique à Poly3D qui permette de construire des failles en éléments polygonaux.

Une fois cette surface obtenue, en utilisant le fichier de description cité précédemment, les mesures de déplacement peuvent être inversées. Un certain nombre de contraintes peuvent être imposés. Ainsi pour une faille purement inverse, une contrainte négative sera appliquée et positive pour une faille normale. Les même contraintes peuvent être également imposées pour un mécanisme en décrochement (ie positif pour un décrochement dextre et négatif pour un décrochement senestre). Un autre paramètre qui est l'ouverture « opening » peut êtr utilisé mais que cependant je n'ai pas utilisé dans cette thèse, il est généralement utilisé dans les études de la fracturation en mécanique des roches.

Les autres paramètres que l'on peu fixer, sont le glissement nul sur les bords qui est fortement recommandé pour éviter de concentrer le glissement sur les bordures de la faille et qui est physiquement irréel, la non fixation de ce paramètre conduit à avoir un modèle instable.

Le fichier de sortie obtenue ainsi après inversion contient les paramètres inversés avec leur caractéristiques ainsi que la valeur du déplacement pour chaque triangle. Cette valeur est alloué au centre de chaque triangle, la solution visualisé sera une solution au triangles et non pas une solution sur les nœuds des triangles. Ainsi donc une représentation du glissement sur

les éléments triangulaires sera physiquement plus correcte qu'une représentation en contours du déplacement même si en terme de visualisation cette dernière est meilleure.

Une fois les résultats de l'inversion obtenus et afin de comparer les résultats de l'inversion avec les données observées, un modèle directe est réalisé. Cependant pour pouvoir visualiser les résultats sur des supports cartographiques type GMT, il était nécessaire d'écrire des scripts en Shell script en passant par plusieurs codes développés notamment pour GMT afin de construire les fichiers grille (grd). Je ne rentrerai pas dans les détails de ces scripts pour le passage à des formats couramment utilisés pour la visualisation des cartes, mais il était essentiel de rappeler que pour utiliser le code Poly3D, un certain nombre de connaissances en programmation Shell script ou Matlab étaient essentiels.

Dans cette thèse, j'ai utilisé ce code pour modéliser les données InSAR et de déplacements cosismiques mesurés pour les différents cas de tremblements de terre étudiés. D'autres explications sur l'utilisation de *ce* code, *les d*onnées InSAR *utilisées* et les résultats obtenues par *cette modélisation avec* Poly3Dinv sont montrées et discutées dans les chapitres III et IV. Par ailleurs, pour plus de détails sur le code et ses applications plus de détails peuvent etre trouvés dans la thèse de Thomas, 1993 (Thèse de Master, Univ. De Stanford) ou bien Maerten, F., (thèse en préparation, Univ. De Montpellier).

Chapitre III

Chapitre III

Déformation active dans l'Atlas tellien (Nord de l'Algérie) Application au cas des séismes de Zemmouri (2003, Mw 5.7). Ain Temouchent (1999, Mw 5.7) et Mascara (1994, Mw 5.7).

III-1 Le séisme de Zemmouri (Boumerdes) du 21 mai 2003 (Mw 6.8)

Résumé

Le but de ce travail est d'étudier la déformation associée au séisme de Zemmouri du 21 mai 2003 (Mw =6.8). Le séisme de Zemmouri appelé également de Boumerdes est le plus fort événement enregistré dans la région d'Alger depuis le séisme de 1716. Les solutions focales des différents centres sismologiques indiquent une faille inverse de \sim N60E de direction et d'un pendage d'environ 45° vers le sud est. L'épicentre de ce séisme est localisé sur la cote et a engendré un soulèvement de celle-ci sur une longueur de 50 km d'une moyenne de 0.5m.

Nous avons cartographié le champ de déformation cosismique par les techniques InSAR en utilisant des images SAR (IS2) du satellite européen ENVISAT et des images du satellite canadien RADARSAT (ST4). Nous avons réussi à générer des interférogrammes cosismiques à partir d'orbites descendantes et ascendantes du satellite ENVISAT alors que nous avons obtenu que des interférogrammes en mode descendant pour les données du satellite RADARSAT. Les deux interférogrammes RADARSAT couvrent entièrement la zone épicentrale du séisme de Zemmouri alors que ceux d' ENVISAT n'en couvrent que la partie ouest. En dépit de la faible cohérence entre les images de la zone épicentrale, des franges de déformation sont observées sur les quatre interférogrammes que nous avons réussi à générer. Dans la zone de Boumerdes le maximum de déformation se traduit par un fort gradient de franges visible sur les quatre interférogrammes et est en accord avec les mesures du soulèvement côtier. Afin de déduire les paramètres liés à la rupture, nous avons modélisé les données InSAR ainsi que les observations de soulèvement faites sur le terrain en utilisant un modèle de dislocation sur des éléments rectangulaires dans un demi espace homogène. Nous avons inversé le déplacement cosismique en utilisant une surface courbe grâce au programme Poly3DInv. La rupture modélisée est d'une longueur de 65-km et d'un pendage d'environ 40° vers le sud avec un changement de direction « doux » au nord de Boumerdes en N60-65° à N 95°-105°.

1. Introduction

Le séisme de Zemmouri du 21 Mai 2003 a affecté la zone Est du bassin de la Mitidja (Figure1). Ce séisme magnitude de moment 6.8 avec un épicentre proche de la côte (Bounif et al., 2004) a causé des dégâts importants dans la ville de Boumerdes et ses environs avec quelques 2200 morts.



Figure1 : Cadre géologique et tectonique de la région de Boumerdes (Ayadi et al., 2003)

Un soulèvement de la cote a été observé sur 50km, de l'Ouest de la ville de Boumerdes jusqu'à la ville de Tighzirt (Meghraoui et al., 2004). Ce soulèvement bien marqué dans zones rocheuses où existent des marqueurs biologiques (algues) qui permettent d'en mesurer la valeur ne fût pas observé dans les zones des plages à l'Ouest de Boumerdes. Le soulèvement de la côte était d'une moyenne de 55 cm avec un maximum de 85 cm observé dans le port de Zemmouri El Bahri (Meghraoui et al., 2004). Ce séisme a également induit un tsunami et pour la première fois en méditerranée un Tsunami a été enregistré par plusieurs marégraphes (Alasset, 2005). En effet, outre les témoignages des pêcheurs qui ont observé un recul du niveau de la mer (~100m) côté algérien, et une mer agitée au niveau des iles Baléares avec la destruction de plusieurs petites embarcations, des marégraphes de l'ouest du pourtour méditerranée not enregistré des variations du niveau de la mer pendant plusieurs heures. 5 à 8

cm ont été observés à Gêne (Italie) et 10 cm à Nice (France) deux heures après le séisme (Alasset et al., 2006).

Plusieurs études ont été réalisées pour déterminer les caractéristiques de la rupture du séisme de Zemmouri. À partir des observations du soulèvement de la côte et des mesures du nivellement, une première carte de la déformation et un modèle de dislocation a été réalisé par Meghraoui et al. (2004). Ce modèle suggère une faille sismogène proche de la côte (~ 10 km) de direction NE-SO de pendage 50° vers le sud et une distribution en deux « patches » du glissement en profondeur témoin d'une propagation bilatérale de la rupture. Le moment sismique obtenu est de 1.75×10^{19} Nm (Figure 2).



Figure2 : Modèle de déformation verticale (Meghraoui et al., 2004)

Ce modèle de la rupture explique bien les observations du soulèvement à l'est et l'ouest de la zone épicentrale ainsi que les mesures du nivellement dans. Ce modèle de source permet également d'expliquer les modèles de propagation des vagues du tsunami modélisé par Alasset et al. (2006). Un autre modèle de la rupture calculé à partir de l'inversion conjointe des ondes télésismiques, des données GPS et du soulèvement côtier montre également cette propagation bilatérale de la rupture sur une faille proche de la côte de direction NE-SO et montre que l'essentiel du glissement s'est produit sur la demi-branche Ouest de la faille entre 5 et 10 km de profondeur (Delouis et al., 2004).



Figure 3 : Modèle de la rupture selon Delouis et al. (2004).

Cette source permet également d'expliquer la propagation des vagues du tsunami modélisé par Alasset et al. (2006) qui réalisèrent une synthèse fine des données bathymétriques côtières et portuaires et les ont intégrés dans grille bathymétriques plus larges. La simulation numérique avec différentes sources montrent une effet de directivité sur les Baléares indiquée sur la figure d'Alasset et al. (2006) ci-dessous (Figure 4).



Figure 4 : Modèles de propagation des vagues selon Alasset et al. (2006) avec a) en prenant la source Meghraoui et al. (2004) b) Source Delouis et al. (2004)

En plus des mesures de nivellement et du soulèvement côtier, quelques points GPS installés par les équipes du CRAAG existaient à l'Ouest de Boumerdes. Le réseau GPS installé par le CRAAG et qui était préalablement destiné à la surveillance de la faille de Thenia ne permit pas une bonne couverture de la zone de la rupture, la faille de Thénia étant de direction EW alors que la rupture de Zemmouri est de direction NE-SW (Figure 1). Ce réseau permit néanmoins d'avoir quelques mesures de déplacement cosisimiques (Yelles et al., 2004). Un modèle de glissement fût calculé à partir de ces données et qui montre un glissement uniforme (1 seul patch) sur une faille qui affleure à 30 km de la côte et qui correspond aux escarpements observés par Devérchère et al. (2005). Les déplacements mesurés à l'Ouest de Boumerdes sont ~25 cm (Figure 5) avec des vecteurs allant dans la direction NW-SE (yelles et al., 2004). D'autres travaux GPS sur la déformation post-sismique ont été réalisés (Mahsas et al., 2008) où les auteurs indiquent que la déformation post-sismique est dans son ensemble inférieure au cm par an. Ce résultat conduit à conclure que la part de la déformation post-sismique contenue dans les interférogrammes serait très infime et est inférieure à un cycle de frange (2.83cm dans ligne de visée du satellite). Notons que certaines stations utilisés pour l'étude des déplacements cosismiques n'ont pas été utilisées pour les mesures post-sismiques.





La campagne « Maradja » 2005 visait à mettre en évidence des structures géologiques dans le domaine marin du nord-ouest de l'Algérie à partir des données de bathymétrie multifaisceau et de sismique réflexion. Cette étude permit pour la première fois d'obtenir une bathymétrie détaillé au large de la côte Algéroise et permit de cartographier des escarpements localisés à 30 km de la cote et interprétés comme étant des sources possibles du séisme de Zemmouri (Devérchère et al., 2005). Les fonds marins à petite profondeur et proche de la côte ne firent cependant pas cartographié en raison de la configuration des instruments de mesures qui ne permettent pas d'obtenir des données bathymétriques pour de faibles profondeurs (Figure 5).

Le détail de la campagne « Maradja » dans la zone de Boumerdes et sur d'autres zones de la marges algériennes sont détaillés dans les travaux de thèse Domzig (2006).



Figure 6: Carte morphotectonique selon Deverchère et al. (2005) montrant des escarpements (traits rouges) interprétés comme la faille responsable du séisme.

Semmane et al. (2005) réalisèrent des inversions et concluent à une solution de la rupture entre 7 et 21 km de la côte.

Plus récemment, une étude sur la relocalisation des répliques du séisme de Zemmouri par la méthode des doubles différences (Ayadi et al., sous presse) montrent un contraste entre des une zone dense au SW et une zone moins dense et dispersée au NE de la faille, suggérant une solution en faille proche de la côte (~ 10 km) complexe.

A la lecture des différents travaux réalisés, il était essentiel d'avoir la contribution de l'intérférométrie Radar InSAR afin de mesurer l'étendue de la zone de déformation cosismique et de modéliser le plan de rupture et de pouvoir mieux contraindre la localisation de la rupture expliquerait les mesures des déplacements en surface (InSAR et soulèvement) et les autres paramètres (Moment, magnitude ...etc). Les données utilisées pour cela sont des images SAR des satellites ENVISAT et RADARSAT. En dépit d'une faible cohérence entre les images, nous avons réussi à obtenir des interférogrammes montrant des franges de déformation de Tighzirt à l'Est jusqu'à Cap Matifou à l'Ouest avec un maximum de déformation localisé à Boumerdes en accord avec les observations du soulèvement de la côte. La modélisation conjointe des données InSAR et du soulèvement nous permettra de mieux contraindre la position de la faille en mer et d'en déduire les paramètres de la rupture.

2. Les données SAR utilisées et les interférogrammes correspondants

Le séisme de Zemmouri de 2003 s'est produit au moment le plus défavorable du point de vue de l'utilisation de l'interférométrie radar. En effet, le satellite ERS arrivant en fin de vie et ayant de sérieux problèmes de gyroscope et de Doppler depuis 2000 ne permit pas d'obtenir des images postérieures au séisme de 2003 alors que le satellite ENVISAT lancé tout juste une année auparavant n'avait pas acquis beaucoup d'images sur cette région. Par ailleurs, cette zone du bassin de la Mitidja est caractérisée par une forte activité agriculturale et une forte topographie au Sud sur la chaîne de l'Atlas Tellien. En plus du nombre limité d'images et cette faible cohérence il était donc très difficile d'avoir des paires d'images SAR avec une bonne cohérence qui permettent de calculer des interférogrammes. Néanmoins, à partir de trois images RADARSAT (ST4) et de 4 images ENVISTAT (IS2), deux en mode ascendant et deux en mode descendant nous avons réussi à produire deux interférogramme ENVISAT ascendant. Alors que, les deux interférogrammes RADARSAT couvrent entièrement la zone de déformation cosismique, les interférogrammes ENVISAT n'en couvrent la partie Ouest. Les franges de déformation observées sur les quatre interférogrammes montrent l'étendue de la

zone de déformation qui va de Cap Matifou à l'Ouest jusqu'à Tighzirt à l'Est. Le maximum de déformation qui se traduit sur les interférogrammes par un fort gradient de franges est localisé dans la zone de Boumerdes où le maximum de soulèvement a été observé. Ce fort gradient laisse suggérer une proximité de la faille de la côte. D'autres franges de déformation sont observées à l'Est et à l'Ouest de la zone épicentrale. A l'Ouest des interférogrammes des franges décalées et inversées et alignées dans la direction Est-Ouest sont observées sur les interférogrammes RADARSAT, un simple décalage est observé sur l'interférogramme ENVISAT ascendant, ce qui laisse croire à l'existence de mouvements horizontaux dans cette zone de Cap Matifou. En effet, les interférogrammes RADARSAT sont plus sensibles aux mouvement horizontaux que les interférogrammes ENVISAT (IS2) en raison de l'angle de visée de de 36.5° de l'antenne RADARSAT (ST4) alors qu'il est de 23.5° pour celle d' ENVISAT (IS2). Les bassins agricoles du Oued Sebaou et Oued Isser ne permettent pas d'avoir un signal de phase cohérent dans la zone de Zemmouri. Par ailleurs au Sud, les interférogrammes Envisat qui ont une courte ligne de base temporelle ne permettent pas d'avoir un signal de phase cohérent notamment en raison de la faible altitude d'ambiguïté (ha < 50m).

Même si au départ l'on craignait que nos interférogrammes traduisent en partie une déformation post-sismique que nous ne pouvons pas évaluer par InSAR en raison de la faible cohérence. Une étude GPS post sismique montre que le taux de déformation post sismique est inférieur à 1 cm/an (Mahsas et al., 2008) et donc nos interférogrammes représentent bien (hors bruits et artefacts) quasi exclusivement la déformation cosismique. La modélisation des données InSAR permettra de déduire les paramètres de la rupture cosismique en profondeur et de contraindre la position de la faille sismogène.

3. Modélisation des données InSAR et du soulèvement de la côte par Poly3Dinv

Les observations des franges sur les interférogrammes nous ont permis de conclure que la faille qui a induit le séisme de Zemmouri est plus complexe que définie par les précédents modèles. En effet une simple faille de direction NE-SO telle que proposée par différents auteurs (Meghraoui et al., 2004 ; Semmane et al., 2004 ; ne permet pas d'expliquer toutes les franges observées sur les interférogrammes. Une faille de direction NE-SO permet d'expliquer les franges observées à l'Ouest de la zone de déformation mais pas celles observées dans la zone de Cap Matifou. Par ailleurs cette solution ne satisfait nullement les résultats InSAR à l'Ouest de Boumerdes montrant des franges décalées et inversées sur les inteférogrammes RADARSAT et ENVISAT.

Afin de contraindre la localisation de la faille et sa géométrie, nous avons modélisé les données InSAR et du soulèvement par le code Poly3Dinv (Thomas, 1993 ; Maerten et al., 2005). Ce code d'inversion linéaire des déplacements sur des surfaces de faille a géométries complexes dans demi-espace élastique, linéaire isotrope homogène utilise des éléments triangulaires ce qui permet d'éviter les chevauchements et écarts entre les éléments, qui sont inévitables lors de l'utilisation d'éléments de type rectangulaire (Okada) et induisent inévitablement des erreurs lors de l'inversion et notamment lorsque les données mesurées sont proches des surfaces de faille (Thomas, 1993 ; Maerten et al., 2005, Maerten et al., En préparation).

Nous avons réalisé une série d'inversions sur différentes surfaces de failles, en faisant varier la distance de la côte de 6 à 24 km et la géométrie et le pendage (30, 40 et 50°). Pour chaque modèle nous avons calculé l'erreur quadratique moyenne correspondante. 24 modèles différents ont été donc utilisés et avons obtenu ainsi une courbe d'erreur en fonction de la distance de l'épicentre. Cette courbe a montré que la solution qui présente une erreur minimale est une faille située à ~13 km. Les solutions à 30° et 40° de pendage présentent une erreur (RMS) du même ordre de grandeur, cependant tenant compte des différents pendages inférés par la sismologie notre préférence se porte sur la solution à 40°. La solution optimale est celle située à 13 km de l'épicentre, d'une longueur de 50 km et de 40° de pendage vers le SE. Cette solution corrobore les résultats de la tomographie sismique et de l'étude d'une séquence de répliques qui placent la faille à ~10 km de la côte (Ayadi et al., sous presse) et le mécanisme au foyer.

Notre meilleure solution présente un glissement en profondeur en deux "patches" traduisant donc une propagation bilatérale (Figure 7) de la rupture déjà observé par Delouis et al. (2004) ; Yagi (2003) et Meghraoui et al. (2004) et un moment sismique de 1.78×10^{19} N.m comparable à ceux calculés par les différents centres sismologiques (Global CMT, USGS, etc.). Par ailleurs, les résultats de la modélisation suggèrent que les franges décalées et inversés observées à l'Est des interférogrammes ont été induits sur une faille d'une longueur de 20 km dans la direction E-O et qui aurait joué le rôle de barrière à la propagation bilatérale de la rupture. Cette dernière aurait donc induit des mouvements horizontales dextres de 38 cm. Cette faille correspond sur le terrain à l'accident de Thénia.

Une solution plus complexe a été testée qui consiste à la modélisation avec une faille courbe qui correspondrait à deux branches de failles NE-SW et EW mais le manque de données SAR ne permettait pas de discriminer entre la solution avec une seule faille et une autre plus complexe, notre choix s'est donc porté sur une rupture simple.



Figure 7 : Distribution du déplacement en profondeur (Représentation en triangles)

4. Résultats

L'utilisation des données SAR dans le cas du séisme de Zemmouri a enfin permis d'obtenir une carte de la déformation cosismique qui n'était jusque là pas très bien connue et ce en dépit des difficultés liées au faible nombre de données SAR disponibles et les contraintes liées au manque de cohérence. La déformation de surface que traduisent les franges sur les interférogrammes sont bien des déformations cosismiques, la part de la déformation postsismique dans nos interférogrammes reste négligeable en raison de la courte ligne de base temporelle des interférogrammes et la faible valeur des mouvements post sismiques (< lcm/an ; Mahsas et al., 2008). Le fort gradient de franges à Boumerdes montre bien la proximité de la faille à la côte, par ailleurs les interférogrammes montrent que même la zone des plages à l'Ouest de Zemmouri où le soulèvement de côte ne fût pas observé a été déformée et que toute la côte de l'Est de la baie d'Alger (Cap Matifou) jusqu'à Tighzirt a été affectée par ce soulèvement et que seul un manque de marqueurs sur le terrain n'a pas permis de l'observer. L'InSAR apporte donc une réponse décisive à cet aspect de la déformation du séisme de Zemmouri. Les résultats de la modélisation des données InSAR combinée à des observations de terrain ont montré la nature complexe de cette rupture cosismique. La Modélisation en

faille courbe permet d'expliquer les observations relevées sur les interférogrammes. Ainsi la solution qui explique le mieux les interférogrammes est une faille de 55 km de long, de direction N65° à une distance inférieure à 18 km au large de l'épicentre.

Le détail de l'analyse InSAR et de la méthode utilisée ainsi que les résultats obtenus sont explicités dans l'article présenté ci-dessous et soumis à *Journal of Geophysical Research* en juillet 2007.

5. Article soumis à JGR en review.

Rupture parameters of the 2003, Zemmouri (Mw 6.8, Algeria) earthquake from joint inversion of InSAR, coastal uplift and GPS

Samir Belabbès (1), Charles Wicks (2), Ziyadin Çakir (1&3) & Mustapha Meghraoui (1)

- 1. Institut de Physique du Globe de Strasbourg, UMR 7516, France.
- 2. USGS Menlo Park, USA.
- 3. Now at Istanbul Technical University, Turkey.

Submitted to Journal of Geophysical Research Early version: July 2007 Revised version: July 2008

Abstract.

We study the surface deformation associated with the 21 May, 2003 (Mw=6.8) Zemmouri (Algeria) earthquake, the strongest seismic event felt in the region since 1716. Global and NEIC focal mechanism solutions of the mainshock indicate reverse faulting with a ~N60E trending rupture dipping ~ 45° SE. The earthquake epicenter relocated along the shoreline caused an average 0.50 m coastal uplift along ~50-km-long coastline. We mapped the coseismic surface displacement field caused by the earthquake using ENVISAT ASAR (IS2) and RADARSAT standard beam (ST5) data. We were able to obtain coseismic interferograms from both the ascending and descending orbits of ENVISAT satellite. The RADARSAT data proved useful only in the descending mode. While the two RADARSAT interferograms cover the entire area of coastal uplift, ENVISAT data cover only the western half of the epicentral zone. Although the InSAR coherence in the epicenter area is poor, deformation fringes are observed along the coast in different patches. In the Boumerdes area, the maximum coseismic deformation is indicated by the high gradient of fringes visible in all interferograms in agreement with field measurements (tape, DGPS, leveling and GPS). To constrain the earthquake rupture parameters, we model the interferograms and uplift measurements using elastic dislocations on triangular fault patches in an elastic and homogeneous half space. We invert the coseismic slip using a planar surface constructed from triangular elements using Poly3Dinv program that uses a damped least square minimization. The best fit is obtained with a 65-km-long fault rupture dipping $\sim 40^{\circ}$ to the southeast and in agreement with seismological results and the Tell Atlas active tectonics.

1. Introduction

The thrust and fold system of the Tell Atlas (northern Algeria) has been the site of several large and moderate earthquakes in the last decades characterized by shallow seismicity. This seismic activity was very often associated with surface deformation and earthquake ruptures, the conspicuous example being the El Asnam thrust faulting and related 1980, Mw 7.3 major event [Yielding et al., 1989; Philip and Meghraoui, 1983]. The thrust mechanism (Global CMT) of the Mw 6.8, 2003 Zemmouri earthquake which occurred in the Tell Atlas tectonic belt, confirms the pattern of active deformation that predicts 4 to 6 mm/yr of convergence along the Africa-Eurasia plate boundary (Figure 1 a, [Meghraoui et al., 1996; Nocquet and Calais, 2004; Serpelloni et al., 2007]). Its coastal location hindered, however, the direct observation of surface ruptures and has left open questions on the probable fault scarp location, structural characteristics and geometry of the causative fault [Meghraoui et al., 2004; Deverchères et al., 2005].



Figure 1:a - Shaded relief map of eastern Mediterranean with focal mechanism solutions of earthquakes between 1980 and 2005 (data from Global CMT catalog). Red mechanism

corresponds to the 2003 Zemmouri earthquake. White arrows illustrate the direction of convergence in mm/yr [Nocquet and Calais, 2004]. The squared area is for Figure 1 b.

The 2003 Zemmouri earthquake (also called sometimes Boumerdes earthquake) affected the eastern edge of the Mitidja Quaternary basin (Figure 1 b), a few km east of the capital city Algiers and was responsible for severe damage [Ayadi et al., 2003; Harbi et al., 2007]. The NE-SW striking fault obtained from the Tell Atlas fold and thrust tectonics and uplifted 50km-long coastal shoreline [Meghraoui et al., 2004] is consistent with (1) the $\sim 45^{\circ}$ SE dipping aftershocks [Bounif et al., 2004] and (2) the inversion of body waves [Delouis et al., 2004; Yagi, 2003]. A detailed bathymetric survey and seismic profiles offshore describe the morphological and structural features in the Mediterranean Sea [Domzig et al., 2006]. A down dip model of uniform slip on a rectangular dislocation deduced from direct measurements of coastal uplift combined with DGPS and conventional leveling of the surface deformation [Meghraoui et al., 2004] is consistent with the overall slip distribution at depth inferred from inversion of seismic and geodetic data [Delouis et al., 2004]. These models of seismic source comply with the observed tsunami effects and related tide gauge records in the western Mediterranean Sea [Alasset et al., 2006]. The analysis of SAR images and related interferograms in the last decade has led to significant progress in the understanding of earthquake deformation [Massonnet and Feigl, 1998; Burgmann et al., 2000; Wright et al., 2004]. The phase interference of space-borne radar images has the outstanding advantage to display the field displacement of large sections of any earthquake area, providing that an appropriate coherence level exists between SAR images. Hence, the generation of SAR interferograms is particularly important in thrust-and-fold belts with complex surface deformation (seismic and aseismic) and faulting behaviour [Fielding et al., 2004]. The application of InSAR in active zones of North Africa has been recently performed for the Mw 6.0, 1994 and Mw 6.4, 2004 Al Hoceima earthquakes which revealed the existence of blind

and conjugate seismic ruptures in the Rif Mountain belt [Cakir et al., 2006; Akoglu et al., 2006; Figure 1 a]. The coastal location of the Zemmouri earthquake is not an ideal configuration for producing interferograms since most of the earthquake deformation occurred offshore. Nevertheless, the impressive coastal uplift and epicenter location imply that significant surface deformation took place inland as well and can be studied using SAR images.

In this paper, we present the seismotectonic characteristics and provide a detailed study of interferograms obtained from Radarsat and Envisat images. InSAR data supply good measurements of the displacement field in the earthquake area. Rupture modeling may explain the structural pattern of the complex faulting geometry. Finally, we discuss the earthquake fault geometry and the importance of InSAR analysis for constraining hidden seismogenic thrust ruptures and related implications for the seismic hazard in northern Algeria.

2. Seismotectonic setting

The Tell Atlas of northern Algeria experienced the largest recorded earthquake at El Asnam (10.10.1980, Mw 7.3) related to a NE-SW trending reverse fault [Ouyed et al., 1981; Meghraoui & Philip, 1983]. Other recent large and moderate seismic events of this region (Figures 1 a and b and Table 1), including the Zemmouri earthquake of 2003 revealed a comparable pattern of active deformation in agreement with the NNW-SSE to NW-SE convergence and transpressive tectonics along the Africa-Eurasia plate boundary [Meghraoui et al., 1996; Stich et al., 2003]. These seismogenic structures of the Tell Atlas are related to a complex "en echelon" thrust and fold system located along an E-W trending narrow strip parallel to the coastline. The late Quaternary active deformation that indicates a rate of 2 to 3 mm/yr. for compressive movements estimated from the shortening of folded units and paleoseismic investigations [Meghraoui and Doumaz, 1996], is comparable to the 4 to 6

mm/yr. convergence rate obtained from Nuvel 1A and global GPS solutions along the plate boundary [Nocquet & Calais, 2004; Serpelloni et al., 2007].



Figure 1 b: Envisat/Radarsat radar frames dashed rectangles with arrows indicating the satellite flight direction for ascending and descending orbits of the 2003 Zemmouri earthquake. Red, black and blue arrows indicate flight direction for satellites. The focal mechanism solutions of main earthquakes are Global CMT between 1980 and 2003. The red star indicates the 21 May 2003 Zemmouri earthquake epicenter location [Bounif et al, 2004] and black focal mechanism the Global CMT solution. Black lines indicate active faults and dashed arrowed lines indicate active folding [Meghraoui, 1988].

The 2003 Zemmouri earthquake affected \sim 55-km-long coastline and \sim 15-km-thick uppermost crustal structure that belongs to the eastern regions of the Mitidja Basin and related Blida thrust and fold system [Ayadi et al., 2003]. A detailed study of the mainshock with relocation [Bounif et al., 2004] and aftershock distribution (that covers 2 months) using double-difference methods finds a NE-SW trend with two distinct rupture patches [Ayadi et al., in press]. The large concentration of aftershocks and depth distribution at the SW section of the fault rupture suggests a SE dipping thrust geometry in agreement with the centroid

moment tensor (CMT) solution [Figure 2, Ayadi et al., in press]. Using an analysis of body waves and surface waves of teleseismic records, Delouis et al. [2004] determined a seismic moment of 2.86 10^{19} Nm and a ~15 seconds fault rupture with bilateral propagation and 2.1 meters of maximum slip distribution along two patches (fault plane: N 70° strike, dip 40° SE, rake 95; Table 2). Yagi [2003] also constructed source models from body wave inversion and obtained similar results pointing out the bilateral rupture propagation on a 60-km-long fault with 2 patches and 2.3 m max slip (fault plane: N 54° strike, 47°SE dip, rake 85.6°; Table 2). According to the fault geometry, seismic moment, mainshock location at depth and field observations, the earthquake fault did not rupture the surface along the coastline but likely offshore at the sea bottom. Detailed field investigations made immediately after the mainshock indicate, however, the existence of 2 to 3-km-long N 95° –100° trending surface cracks observed along the Thenia fault (Figure 2).

Location	Date	Long(°)	Lat(°)	Mw
Orléansville	09/09/1954	1.47	36.28	6.7
El Asnam	10/10/1980	1.36	36.18	7.3
Constantine	27/10/1985	6.65	36.4	6
Tipaza	29/10/1989	2.92	36.84	5.9
Mascara	18/08/1994	-0,03	35.40	5.7
Ain Temouchent	22/12/1999	-1,45	35.34	5.7
Beni Ourtilane	10/11/2000	4.69	36.71	5.7
Zemmouri	21/05/2003	3.65	36.83	6.8

Table 1: List of large and moderate earthquakes with thrust mechanism along the Tell Atlas

					Plane1			Plane2		
Source	Long	Lat	Depth	Strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Rake	Mo (Nm)
			(Km)							
HRV	3.58	36.93	15	57	44	71	262	49	107	2.01×10^{19}
SED	3.63	36.96	18	62	82	25	251	94	65	3.48×10^{19}
USGS	3.78	36.89	9	54	47	88	237	43	92	1.3×10^{19}
INGV	3.61	36.9	15	65	27	86	250	63	92	1.8×10^{19}
Yagi, *	3.65	36.83	-	54	47	86	-	-	-	2.4×10^{19}
Delouis et	3.65	36.83	-	70	40	95	-	-	-	2.8×10^{19}
al.*										
Meghraoui	3.65	36.83	-	54	50	88	-	-	-	2.75×10^{19}
et al.*										
Braunmiller	3.65	36.83	-	62	25	82	-	-	-	-
&Bernardi,										
*										
This study*	3.65	36.83	10	65	40	90	-	-	-	1.78×10^{19}

Table 2: List of fault plane solutions of the 21 May 2003 Zemmouri earthquake. * refers to the epicenter relocation in Bounif et al. (2004).



Figure 2 : Seismotectonic map of the 2003 earthquake area. The mainshock location (red star) is from Bounif et al., 2004 and the aftershocks distribution and focal mechanism solutions are from Ayadi et al. (in press). Surface faulting are shown as inferred from the InSAR data and results. Note that the fault tip at sea bottom may reach the surface (according

to the model of Figure 8) at ~ 11 km offshore (see text for explanation). ESE-WSW trending secondary faults show slight right-lateral slip in agreement with field observations, aftershocks mechanisms and the regional stress distribution.

Coseismic uplift of marine terraces along the 55-km-long coastline (Figure 3) combined with GPS and conventional leveling indicate an average 0.55 m of vertical movement with two slip patches from which a SE dipping planar dislocation model is resolved showing 2.8 10^{20} Nm for the geodetic moment [Meghraoui et al., 2004]. Although based on a 50-km-long and 15-km-deep simple rectangular dislocation, the model suggests a consistent seismogenic thrust rupture dipping 50° SE. The coastal deformation and rupture history associated with the aftershock distribution (Figure 2), showing a clear concentration of seismic events on the SW patch suggest, however, a complex fault rupture likely made of several asperities along strike. Early results from geodetic measurements (including GPS) and seismicity analysis [Bounif et al., 2004; Meghraoui et al., 2004; Delouis et al., 2004; Yelles et al., 2004; Alasset et al., 2006] imply the existence of a fault plane probably reaching the Meditteranean Sea bottom at 5 to 12 km offshore in contrast with the bathymetric and seismic profile interpretations that infer the existence of coseismic fault ruptures at 15 to 32 km from the shoreline [Deverchères et al., 2005; Semmane et al., 2005; Braunmiller & Bernardi, 2005].



Figure 3: Coastal uplift at 6 km east of Dellys, (see also Figure 2). The photograph shows the elevated marine terrace and platform (black arrow is the former shoreline and white arrow the new shoreline) with an average 0.55 m of uplift. The uplift distribution is documented in Meghraoui et al. (2004).

3. The InSAR analysis

We have calculated four coseismic interferograms, one ascending and three descending, using synthetic aperture radar (SAR) data acquired by the Canadian Space Agency's Radarsat satellite and European Space Agency's Envisat satellite (Table 3). The raw data were processed using the Gamma software with 5 azimuth 1 range look (i.e. averaged to $20 \times 20m$ of ground pixel size) and filtered using weighted power spectrum technique of Goldstein and Werner (1998). The effect of topography that depends on the perpendicular separation

between orbital trajectories is removed from the interferograms using the SRTM 3-arc-second (~90 m) posting digital elevation model [Farr and Kobrick, 2000]. Envisat interferograms were obtained using precise orbits from Delft University [Scharoo and Visser, 1998] while for Radarsat interferograms orbital information are in the data header.

Baselines for Envisat data were not re-estimated because there are no orbital residuals visible further south of the earthquake area where there is supposedly no surface deformation. The available Radarsat orbits are imprecise and processing them leaves orbital errors. Therefore, we have modeled the orbital residuals with a 2D quadratic surface and subtracted it from the interferograms [Zebker et al., 1994].While the descending Radarsat frame covers entirely the uplifted coastal region from Cap Matifou to the west and Tighzirt to the east, both the ascending and descending Envisat frames cover only the western part of the earthquake area (Figure 1 b). Despite the atmospheric noise and low coherence particularly in the epicentral area, the interferograms display clear coseismic fringes all along the coast (Figure 4). The poor coherence in the epicentral region exists in all the interferograms and is most likely due to the high agricultural activity along the Oued Isser River. Signal decorrelation in the Envisat interferograms also occurs to the south in the mountainous regions due to the low altitude of ambiguity of the interferometric pairs (Table 3).

Satellite	Beam Mode	Master Orbit	Master Date	Slave Orbit	Slave Date	Trajectory	Altitude Ambigu ity (m)	B perp (m)
RADARSAT1	ST4	35996	2002/09/27	40798	2003/08/29	Descending	1358	12
RADARSAT1	ST4	35996	2002/09/27	41141	2003/09/22	Descending	84	194
ENVISAT	IS2	4900	2003/02/06	6904	2003/06/26	Descending	22	238
ENVISAT	IS2	5308	2003/03/06	7312	2003/07/24	Ascending	40	419

Table 3: Characteristics of SAR images covering the 2003 Zemmouri earthquake area.

Satellite	Flight direction	East	North	Up
Radarsat	Descending	0.59339	-0.10980	0.79739
Envisat	Descending	0.37188	-0.07946	0.92487
Envisat	Ascending	-0.38526	-0.08173	0.91918

Table 4: Unit vectors of scenes

Because of the significant change in the look direction (Table 4), the interferograms naturally differ from each other. However, the difference is not remarkable since the deformation is overwhelmingly vertical, which can also be seen in Figure 4 e, 4 f and 4 g that show digitized fringes of all interferograms. The difference in the fringe pattern between the interferograms is mostly due to the horizontal component of the surface displacement. Radarsat interferograms indicate that there are two lobes of deformation and Cap centered the Boumerdes Djenet regions with the earthquake in epicenter being located in the area of lower deformation in between them (Figures 4 a and b). All interferograms indicate that the maximum surface deformation occurred indeed in the Zemmouri-Boumerdes region, confirming the field measurement of the coastal uplift [Meghraoui et al., 2004]. In this region, up to 14 fringes can be counted in the Radarsat interferograms (Figures 4 a and b) and 16 fringes in the Envisat interferograms (Figures 4 c and d). Assuming purely vertical deformation, these Line Of Sight (LOS) displacements correspond approximately to 0.50 m of uplift since the Envisat interferograms are more sensitive to vertical deformation than the Radarsat interferograms. Captured only by the Radarsat interferograms, the LOS displacement in the Cap Djenet region reaches to ~ 0.25 m (i.e. 9 fringes).

A detailed examination of interferograms reveals that there are some anomalies in the fringe pattern of the Cap Matifou region (black arrows in Figure 4). Fringes are clearly disturbed, offset and inverted along a lineament that coincides with the Thenia fault. This implies that the Thenia fault must have experienced some triggered slip during or after the mainshock, a phenomenon commonly observed due to large earthquakes [Fialko et al., 2002].



Figure 4: Coseismic interferograms of the western deformation zone of the 2003 Zemmouri earthquake area. (a, b) in the descending Radarsat geometry. (c, d) ascending and

descending Envisat radar geometry, respectively; the image reference (date and orbit numbers) in the upper right corner. Black arrows indicate the satellite flight direction. Star shows the 2003 Zemmouri earthquake epicenter [Bounif et al., 2004]. (e, f and g) digitized fringes that correspond to each interferogram (e with b, f with c, g with d). (h) baselines with altitudes of ambiguity in m (in black box) for each pair of SAR images with orbit numbers. Clear fringes are observed in all interferograms with 2 lobes of high deformation centered in Boumerdes and Cap Djenet region. N 105 trending black arrows show the anomalies observed in the fringe pattern along the Thenia Fault in the Cap Matifou area (Figure 2). The western earthquake area between Cap Matifou and Zemmouri shows several fringes that correspond to the zone of maximum deformation.

4. Modeling the InSAR Data

We used the Poly3Dinv slip inversion method to model geodetic data using realistic fault surfaces (see also the map of Figure 5). The method is based on the analytical solution for a triangular dislocation in a linear, elastic, homogeneous and isotropic half space, which uses triangular surfaces as discontinuities [Maerten et al, 2005]. Hence, the use of triangular elements allowed us to construct fault models that better approximate 2-dimensional planar surfaces, avoiding gaps and overlaps that are inevitably encountered when modeling highly segmented faults of varying strike with simple rectangular dislocations. This method improves the fit to the geodetic data particularly in the near field when modeling complicated fault ruptures [Maerten et al, 2005; Resor et al, 2005]. Fault surfaces meshed with triangles were constructed using MATLAB®. We meshed the planar offshore fault with 6×5 quadrangles (i.e., 60 triangles) and 2×1 quadrangles for the Thenia fault. The slip distribution of the triangle elements was then inverted for, with a negativity constraint on the dip slip component (i.e., thrust only, 90° rake). To avoid unphysical oscillatory slip, the scaledependant umbrella smoothing operator of Poly3Dinv is applied to the inverted slip distribution. We choose the smoothing factor based on the RMS misfit versus roughness curve; this selected factor (i.e. 0.4) represents the best compromise between the roughness of slip and misfit to the data (Figures 6 a and b). In our inversions, we use digitized fringes because some of them cannot be unwrapped due to noise and unwrapping errors. The

southernmost fringe in the isolated patch located near Cap Djenet (Figure 4 e) is assumed to be the third fringe (i.e. 8.49 cm) based on the fringe gradient. A constant offset in the InSAR data is not solved as we think it is negligible since one may observe to the south areas of nominal deformation.

In order to constrain the location and geometry of the fault rupture, we run several inversions using digitized fringes (Figures 4 e, f and g), coastal uplift measurements [Meghraoui et al., 2004] and coseismic GPS vectors [Yelles et al., 2004]. The Poisson ratio in the elastic half space is given as 0.25. A tilt for orbital residuals is solved by the Poly3D inversion but found to be insignificant. Several attempts with no constraints on the fault rake are performed but the inversion predicts abnormally high strike-slip (both right and left lateral) components. Therefore, we keep the rake fixed as pure thrust (90°) in agreement with focal mechanisms of Table 2. In the absence of any observed sea floor rupture and related SAR data, no surface slip on the uppermost patches is allowed in the inversions. However, it is possible that some slip reached the sea floor but neither the SAR data nor the uplift measurements can resolve it. A variable slip model is obtained using inversions with various planar faults striking N 65° and dipping 30°, 40° and 50° SE located from 6 km to 24 km offshore (Figure 5).



Figure 5: Map of the different fault locations from the shoreline used for the inversions. The red star represents the main shock epicenter [Bounif et al., 2004] and the reference point for distance calculation. Note that fault N° 4 represents the preferred fault model taking into account the lowest RMS value of figure 6 a.

The inversion results indicate that a minimum RMS is obtained with a fault striking $\sim N$ 65° at a distance of $\sim 11 - 18$ km offshore from the epicenter. Although the best fit solution (RMS = 2.69 cm) is obtained with fault dipping 30° and 40° SE, we prefer the latter model (fault n° 4 in Figure 5 and arrow at ~ 13 km in Figure 6 a) taking into account the focal mechanism solutions (Table 2), seismological results (rupture modeling and aftershocks distribution in Delouis et al, 2004; Ayadi et al., JGR in press, respectively).



Figure 6: a) RMS between the observed and the modeled data. The black arrow indicates the preferred distance of fault location (from the epicenter) obtained from our model. b) Smoothing factor for the slip distribution from RMS versus roughness curve constructed from various models (circles) with different smoothing factors. 0.4 (indicated by dashed line) is chosen in our final solution as the best compromise.

The relocated aftershock distribution, in particular, would seem to be more consistent with a steeply dipping fault plane [Ayadi et al, JGR in press]. The fault is a 50-km-long and 30-km-wide offshore thrust fault striking N 65° and dipping 40° SE (Figures 7 and 8). The coseismic slip distribution on the fault is shown in Figure 8 with two asperities reaching 4.7 m in the NE and \sim 3 m in SW at \sim 10-km-depth. Additionally, offset fringes observed along the Thenia Fault in Cap Matifou are modeled in a forward manner with a 38 cm slip on a \sim 20-km-long sub vertical right-lateral fault as the inversions fail to explain the disturbed fringes (Figure 4).



Figure 7: Best slip model of the Zemmouri earthquake rupture obtained from the inversion of the digitized fringes and coastal uplift data. Dip component of the coseismic slip on each triangular element are inverted using Poly3Dinv. Dip-slip distribution (colored fault surfaces) with two maximum of slip on the N 65° trending and 50-km-long major fault rupture.

The inferred geodetic moment of 1.78×10^{19} Nm (Mw 6.8) determined from the inversion (Figure 8) is in good agreement with those obtained from seismological observations (Table 2). The main features of the observed interferograms are successfully reproduced by the best fit model (Figures 9 a, b and c). However, the remaining fringes in the residual interferograms in particular for Radarsat may result from atmospheric artifacts and unaccounted complexity of the rupture geometry, especially around the western termination of the earthquake rupture where the Blida, Thenia and Zemmouri faults meet (Figure 1 b). On the other hand, the vertical displacement predicted by the model is in good agreement and within the error range (\pm 0.10 m) of the uplift measurements [Meghraoui et al., 2004] except for the easternmost modeled uplifts that appear to be underestimated (Figure 9 d). The discrepancy between the observed and modeled vectors is mainly due to the relatively lower weighting given to the coastal uplift [Meghraoui et al., 2004] and GPS dataset [Yelles et al., 2004] in inversions.








Figure 9: Residual interferograms (a, b and c) obtained after subtracting the synthetic interferograms (Figure 8) from the observed data (Figures 4 a, b, c, and d). Coseismic fringes are removed but the atmospheric noise and low coherence prevented us to obtain lower residuals. Reference of SAR images are in upper left corner. d) Vertical component of surface displacement (contour lines) obtained from InSAR, uplift data and GPS. Blue arrows are coastal uplift [Meghraoui et al., 2004] and red arrows are vertical component of surface deformation as obtained from our preferred solution (see also Figures 7 and 8).

5. Discussion and conclusion: Constraints of a hidden thrust by InSAR

along a coastal area

The crustal deformation associated with the coastal Zemmouri earthquake is documented using the InSAR analysis combined with uplift measurements and GPS data. The surface displacements obtained by the geodetic measurements on a maximum of 20-km-wide strip along the coastline helped us to constrain the rupture geometry and its location offshore. The fringes of Envisat and Radarsat interferograms cover the earthquake area and provide important dataset for modeling the rupture parameters. The inversion of surface displacements provides a calculated geodetic moment of 1.78×10^{19} N.m (Mw 6.8) on a 40° SE dipping fault rupture located at ~ 13 km offshore from the coastal epicenter location. The seismic moment, fault geometry and slip distribution predicted by our model (Figures 7 and 8, Table 2) are in good agreement with seismological results [Delouis et al., 2004; Bounif et al., 2004; Ayadi et al., in press]. Our modeling results clearly suggest an offshore fault rupture dipping 30 to 40° SE and located at about 13 km from the coast (Figure 5). Although the InSAR data cover ~ 1 year for Radarsat and ~ 4 months for Envisat, the interferograms reflect mainly the coseismic deformation. Indeed, postseismic slip measured with GPS network in the earthquake area indicates ~ 1cm/yr [Mahsas et al., 2008].

The earthquake fault dimension and geometry described by the InSAR analysis and modeling reflect the complex surface deformation. The SE dipping thrust fault is 50-km-long and 30-km-wide, and shows 2 slip patches (Figure 7) likely controlled by the local geological structures of the Tell Atlas [Meghraoui, 1988]. The 2003 earthquake rupture is hidden by the

sea and our modeling suggests that the fault rupture may have reached the sea bottom a few kilometers north of coastline (Figure 5). In fact, taking into account the geodetic moment and surface deformation as attested by the average 0.50 m coastal uplift, an earthquake fault scarp probably exists offshore (Figure 11). However, the model also suggests that some fault sections may not reach the surface and can be considered as blind. The fault geometry is also constrained by the coastal mainshock location and related aftershocks distribution (Figure 11; Bounif et al., 2004; Ayadi et al., in press). In general, our model is in agreement with most of previous studies [Delouis et al., 2004; Yelles et al., 2004; Meghraoui et al., 2004] in terms of fault strike, dip and location from the shoreline. Two other studies [Devercheres et al., 2005; Semmane et al., 2005] provide interpretations in contradiction with the geodetic (Figures 4, 6 a and 9 d) and seismological data (Figures 2, 10 and 11). Indeed, the inferred fault scarps located at ~ 20 km from the coastline and interpreted from the bathymetry and seismic profiles [Devercheres et al., 2005] require flat and ramp geometry with slip propagating to the surface (to explain referred fresh scarps) and hence a much higher seismic moment (~ Mw 7.3) for the Zemmouri earthquake. However, the aftershock distribution shows a dense cloud below the coastline with no seismicity further north along the suggested flat and ramp (Figure 11). In fact, sea bottom rupture scarps located at ~ 20 km from the coastline are not consistent with coastal uplift, geodetic data and seismological results and related fault model obtained from inversions (fault model herein).

To the SW, the 2003 earthquake rupture propagation suggests a fault interaction and possible reactivation of juxtaposed fault branches and segments that belong to the Blida thrust system and Mitidja Basin. The aftershock distribution showing the WNW-ESE alignment and the abrupt end of seismic events at the SW end of the earthquake area [Ayadi et al., in press] reflect the complex rupture termination during the 2003 earthquake. Indeed, the rupture propagation from the hypocenter as obtained from body wave inversion [Delouis et al., 2004]

97

and related maximum slip distribution along the SW fault patch may have terminated against the Thenia fault and produced the N 102°E trending surface cracks visible SW of Boumerdes city. The Thenia fault pointed out by the shift of fringes in Figures 4 a and 4 b is parallel to the aftershocks alignment and E-W trending right-lateral fault plane of focal mechanisms of major aftershocks as shown in Figure 2. The Thenia fault and related parallel fault branches can be considered as tear faults that accommodate the northwest thrust fault propagation with regards to the Blida thrust system (Figure 1 b). The Thenia fault branches may also act as a barrier and explain the arrest of the lateral rupture propagation during the 2003 earthquake. The northeastern rupture termination cannot be well constrained by our analysis due to the absence of significant InSAR data and field observations close to the fault rupture.



Figure 10: Modeled and interpreted coseismic fault rupture dimension and location of the 2003 earthquake from different authors. The red star is the relocated epicenter [Bounif et al., 2004] and the aftershock distribution is from Ayadi et al. (in press). All models are comparable in location except those of Semmane et al. (2005) and Deverchères et al. (2005).

Our model (blue rectangle) takes into account a high weighting of InSAR data and related SAR images that cover the western earthquake area.

Other blind or hidden thrust fault structures show comparable pattern of surface deformation, rupture geometry and distribution with structural control [Stein and Yeats, 1989]. The 2 May 1983 Coalinga earthquake along parallel fault branches to the San Andreas fault reached Ms 6.5 and the 65° NE dipping reverse fault geometry was inferred by the surface deformation revealed by surface folding [Stein and King, 1984]. The 6 May 1976 Friuli earthquake (Ms 6.5, Alpine belt in NE Italy) shows complex thrust faulting with two \sim 30° NNE dipping parallel patches with blind to semi-blind earthquake ruptures and a structural control of the fault propagation [Aoudia et al., 2000]. More recently, the sub-pixel analysis of SAR images of the 8 October 2005 Kashmir earthquake (Mw 7.6) area indicates slip distribution on three main segments and a \sim 31° NE dipping mutil-segmented thrust fault, with rupture initiation and arrest on intersecting fault with control of the slip distribution [Pathier et al., 2006].



Figure 11 : Topographic and geologic sections across the 2003 earthquake area. Red star is the mainshock [Bounif et al., 2004] and green dots are aftershocks (from Ayadi et al., in press). Tectonic structures show fold and nappes structures with south verging overthrusts and backthrusts [Meghraoui, 1988]. The 2003 earthquake fault is well located by the mainshock and related aftershocks cloud and its upward extension indicates the location (black arrow) of a possible fault scarp at ~ 13 km distance from the shoreline (at the epicenter) in agreement with the modeled fault of Figures 7 and 8. Green arrows indicate fault scarp location from other studies based on flat and ramps interpretations [Devercheres et al., 2005; Semmane et al., 2005]; these studies and related "sea bottom fresh scarps" interpretations require Mw 7.3 if the slip reaches the surface.

Our study shows that an InSAR analysis along a coastal region is able to provide useful constraints on the rupture area and related seismic hazard on neighboring fault segments (Figure 1 b). Moreover, the Mitidja basin displays to its northern edge the Sahel anticline that hides a 70-km-long NW dipping thrust fault in which the westernmost section was reactivated during the 1989 Tipaza earthquake [Mw 5.9, Meghraoui, 1991; Figure 1b]. The fact that the two edges of the basin were recently reactivated suggests that the central sections of either the Sahel anticline or the Blida thrust fault system must accommodate shortening movements. The InSAR analysis and modeling allow us to constrain the rupture termination of the 2003 earthquake and hence the possible initiation of a future earthquake in nearby fault segments.

Acknowledgments. This work was supported by the INSU research project ACI Cat-Nat "Risque sismique de la région d'Alger", and the Category 1 project 2532 and 2891 of the European Space Agency. RADARSAT-1 data (copyrighted by the Canadian Space Agency) was supplied by the Alaskan Satellite Facility. Additional funding was obtained from the US Office of Foreign Disaster Assistance under the project on the modeling of seismic hazard of northern Algeria. Samir Belabbes is supported by the Algerian Ministry of Higher Education and Research (MESRS) through a research studentship and Cakir Ziyadin was supported by the Relief project (EC FP5 contract EVG1-2002-00069). We thank Ross Stein (USGS, Menlo Park), Jian Lin (WHOI, Boston), Tim Wright (Leeds University), Shinji Toda (AIST, Japan), Abdelhakim Ayadi (CRAAG, Algiers) and Catherine Dorbath (IPG Strasbourg) for comments and discussions on an early version of the manuscript. The bathymetry offshore the earthquake area was kindly provided by Jacques Deverchères and Anne Domzig (Université de Brest). We are grateful to Eric Fielding, Sandy Steacy and an anonymous reviewer for their critical review of the manuscript. Some figures were prepared using the public domain GMT software [Wessel and Smith, 1998].

References

- Akoglu, A. M., Z. Cakir, M. Meghraoui, S. Belabbes, S. O. El Alami, S. Ergintav, S. Akyüz (2006), The 1994-2004 Al Hoceima (Morocco) Earthquake Sequence: Conjugate fault ruptures deduced from InSAR, *Earth and Planetary Science Letters*, 252, 467-480.
- Alasset, P. J., Hébert, H., Maouche, S., Calbini, V., & Meghraoui. M. (2006), The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake (Mw = 6.9, Algeria); modelling and results, *Geophysical Journal International*, 166, 213-226.

- Aoudia, K., A. Sarao, B. Bukchin and P. Suhadolc (2000), The 1976 Friuly (NE Italy) thrust earthquake: A reappraisal 23 years later, *Geophys. Res. Letters*, vol 27, 577-580,.
- Ayadi, A. and 22 authors (2003), Strong Algerian earthquake strikes near capital city, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, *84*, 561, 568,.
- Ayadi, A. C. Dorbath, F. Ousadou, M. Chikh, A. Bounif, M. Meghraoui, The Zemmouri earthquake rupture zone (Mw 6.8, Algeria): Aftershocks sequence relocation, seismic tomography and 3D velocity model. *JGR in press*.
- Bounif, A., C. Dorbath, A. Ayadi, M. Meghraoui, H. Beldjoudi, N. Laouami, M. Frogneux, A. Slimani, P. J. Alasset, A. Kharroubi, F. Ousadou, M. Chikh, A. Harbi, S. Larbes and S. Maouche (2004), The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8; relocation and aftershock sequence analysis, *Geophys. Res. Letters* 31, L19606, doi:10.1029/2004GL020586.
- Braunmiller, J., and F. Bernardi (2005), The 2003 Boumerdes, Algeria earthquake; regional moment tensor analysis, *Geophys. Res. Letters*. 32, L06305, doi:10.1029/2004GL022038.
- Burgmann, R., Ayhan, E., Barka, A., Durand, P., Ergintav, S., Feigl, K., Gurkan, O., Hager, B.,
 Hearn, E., Lenk, O., McClusky, S., Meade, B., Reilinger, R., Sarti, F., and Zschau, J. (2000),
 Geodetic studies of the 1999 Izmit-Duzce earthquake sequence, in *AGU 2000 fall meeting*,
 edited, p. 836, American Geophysical Union, Washington, DC, United States.
- Cakir, Z., Meghraoui, M., Akoglu, A. M., Jabour, N., Belabbes, S., Ait-Brahim, L., (2006), Surface deformation associated with the M (sub w) 6.4, 24 February 2004 Al Hoceima, Morocco, earthquake deduced from InSAR; implications for the active tectonics along North Africa, *Bull. Seism. Soc. Am. 96*, 59-68.
- Chiarabba, C., Amato, A., and Meghraoui, M. (1997), Tomographic images of the El Asnam fault zone, and the evolution of a seismogenic thrust-related fold, *J. Geophys. Research*, 102, 24 485 24 498.

- Delouis, B., M. Vallée, M. Meghraoui, E. Calais, S. Maouche, K. Lamalli, A. Mahsas, P. Briole,
 F. Benhamouda, and A. Yelles (2004), Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data, *Geophys. Res. Letters* 31, L18607, doi:10.1029/2004GL020687.
- Deverchere, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Lepinay, B., Bouillin, J.-.P, Gaullier, V., Bracene, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., Le Roy, P., Pauch, H. et Dan, G. (2005), Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake, *Geophys. Res. Letters.* 32, L04311, doi:10.1029/2004GL021646.
- Domzig, A., Yelles, K., Le, R. C., Deverchere, J., Bouillin, J. P., Bracene, R., Mercier, d. L. B., Le, R. P., Calais, E., Kherroubi, A., Gaullier, V., Savoye, B., and Pauc, H. (2006), Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise), in *Quelques developments recents sur la geodynamique du Maghreb--Some recent developments on the Maghreb geodynamics*, edited, pp. 80-91, Elsevier, Paris, France.
- Farr, T. G., and M. Kobrick (1998), The Shuttle Radar Topography Mission; a global DEM, in *Geological Society of America, 1998 annual meeting*, edited, p. 359, Geological Society of America (GSA), Boulder, CO, United States of America.
- Fialko, Y., D. Sandwell, D. Agnew, M. Simons, P. Shearer, and B. Minster (2002), Deformation on nearby faults induced by the 1999 Hector Mine earthquake, *Science*, 297, 1858-1862.
- Feigl, K., L. (2004), Bilan scientifique du GDR INSAR (1997-2000) et du GDR STRAINSAR (2001-2004), Department of Terrestrial and Planetary Dynamics (UMR 5562),Centre National de la Recherche Scientifique, 41.
- Fielding, E. J., Wright, T. J., Muller, J., Parsons, B. E., and Walker, R. (2004), Aseismic deformation of a fold-and-thrust belt imaged by synthetic aperture radar interferometry near Shahdad, southeast Iran, *Geology 32*, 577-580.

- Goldstein, R.M. and Werner, C.L., (1998), Radar Interferogram Filtering for Geophysical Applications. *Geophys. Res. Letters*, 25(21): 4035-4038.
- Harbi A, Maouche S, Ousadou F, Rouchiche Y, Yelles-Chaouche A, Merahi M, Heddar A, Nouar O, Kherroubi A, Beldjoudi H, Ayadi A, Benouar D (2007b) Macroseismic study of the Zemmouri earthquake of 21 May 2003 (Algeria M_w 6.8). *Earthquake Spectra* 23: 315-332, doi: 10.1193/1.2720363.
- Maerten, F., Resor, P., Pollard, D., and Maerten, L. (2005), Inverting for slip on threedimensional fault surfaces using angular dislocations, *Bull. Seismol. Soc. America* 95, 1654-1665.
- Mahsas, A., K. Lammali, K. Yelles, E. Calais, A. M. Freed and P. Briole (2008), Shallow afterslip following the 2003 May 21, *Mw* = 6.9 Boumerdes earthquake, Algeria, *Geophys. J. Int.* 172, 155–166 doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03594.x.
- Massonnet, D., and K. L. Feigl (1998), Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface, *Reviews of Geophysics*, *36*, 441-500.
- Massonnet, D., and K. L. Feigl (1998), Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface, *Reviews of Geophysics*, *36*, 441-500.
- Meghraoui, M. (1988), Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie: Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique; PhD dissertation, Orsay University – Paris XI, pp. 356.
- Meghraoui, M., (1991), Blind reverse faulting system associated with the Mont Chenoua-Tipaza earthquake of 29 October 1989 (north-central Algeria), *Terra Nova*, 3, p.84-93.
- Meghraoui, M., and F. Doumaz (1996), Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam, Algeria, fault-related fold, *J. Geophys. Res. 101*, 17,617-617,644.

- Meghraoui, M., J. L. Morel, J. Andrieux. and M. Dahmani (1996), Tectonique plio-quaternaire de la chaine tello-rifaine et de la mer d'Alboran; une zone complexe de convergence continent-continent, *Bull. Soc. Geol. France 167*, 141-157.
- Meghraoui, M., S. Maouche, B. Chemaa, Z. Cakir, A. Aoudia, A. Harbi, P.-J. Alasset, A. Ayadi,
 Y. Bouhadad and F. Benhamouda (2004), Coastal uplift and thrust faulting associated with
 the Mw=6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 may 2003, *Geophys. Res. Letters* 31,
 L19605, doi:10.1029/2004GL020466.
- Nocquet, J. M., and E. Calais (2004), Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe, *Pure & Appl. Geophys.* 161, 661–681, 0033 4553/04/030661 21 Doi 10.1007/s00024-003-2468-z.
- Ouyed, M., Meghraoui, M., Cisternas, A., Deschamps, A., Dorel, J., Fréchet, J., Gaulon, R., Hatzfeld, D., and H. Philip (1981), Seismotectonics of the El Asnam earthquake, *Nature (London)*, 292, 26-31.
- Pathier, E., E. Fielding, T. Wright, R. Walker, B. Parsons and S. Hensley (2006), Displacement field and slip distribution of the 2005 Kashmir earthquake from SAR imagery, *Geophys. Res. Letters*, vol 33, L20310, doi:10.1029/2006GL027193.
- Philip, H., and M. Meghraoui (1983), Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam earthquake of October 10, 1980, *Tectonics*, *2*, 17-49.
- Resor, P. G., Pollard, D. D., Wright, T. J., and Beroza, G. C. (2005), Integrating high-precision aftershock locations and geodetic observations to model coseismic deformation associated with the 1995 Kozani-Grevena earthquake, Greece, *J. Geophys. Res.* 110, B09402, doi:10.1029/2004JB003263.
- Scharoo, R. and Visser, P. (1998), Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites, J. Geophys. Res. 103, 8113–8127

- Semmane, F., M. Campillo and F. Cotton (2005), Fault location and source process of the Boumerdes, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data, *Geophys. Res. Letters.* 32, L01305, doi:10.1029/2004GL021268.
- Serpelloni, E., G. Vannucci, S. Pondrelli, A. Argnani, G. Casula, M. Anzidei, P. Baldi and P. Gasperini (2007), Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data, *Geophys. J. Int.* 169, 1180–1200 doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x.
- Stein, R. and G. King (1984), Seismic potential revealed by surface folding: 1983 Coalinga, California, Earthquake, *Science* 224, 869-872.
- Stein, R. and R. Yeats (1989), Hidden Earthquakes: Large earthquakes need not take place along faults that cut the earth's surface; they can also nucleate along blind faults beneath folded terrain, *Sci. Am.*, 260 (6).
- Stich, D., C. J. (2003), Ammon and J. Morales, Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region, *J. Geophys. Res.* 108, NO. B3, 2148, doi:10.1029/2002JB002057.
- Thomas, A. L. (1993), A three-dimensionnal, polygonal element, displacement dicontinuity boundary element computerwith applications to fractures, fault, and cavities in the earth's crust., Master's thesis, Stanford University, 221 pp.
- Wessel, P., and H. F. Smith (1998), New, improved version of the Generic Mapping Tools Released, EOS Trans. AGU, 79, 579.
- Wright, T.J., Z. Lu and C. Wicks (2004) Constraining the Slip Distribution and Fault Geometry of the Mw 7.9, 3 November 2002, Denali Fault Earthquake with Interferometric Synthetic Aperture Radar and Global Positioning System Data, *Bull. Seism. Soc. Amer.* 94, S175-S189.

- Yagi, Y. (2003) <u>Source process of large and significant earthquakes in 2003</u>, Bulletin of International Institute of Seismology and Earthquake Engineering (IISSE), Japan, pp 145-153, http://iisee.kenken.go.jp/cgi-bin/large quakes/recent.cgi
- Yelles, K., Lammali, K., Mahsas, A., Calais, E.&Briole, P., 2004. Coseismic deformation of the May 21st, 2003 earthquake, Algeria, from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L13610, doi:10.1029/2004GL019884.
- Yielding, G., Ouyed, M., King, G. C. P., and D. Hatzfeld (1989), Active tectonics of the Algerian Atlas mountains-Evidence from aftershocks of the 1980 El Asnam earthquake, *Geophys. J. Int. 99*, 3, 761-788.
- Zebker, H. A., J. F. Vesecky, and Q. Lin (1994), Phase wrapping through fringe-line detection in synthetic in synthetic aperture radar interferometry, *Appl. Opt.*, *33*, 201–208.

III-2. Le séisme d'Ain Temouchent du 22-12-1999 (Mw5.7)

Résumé

Le but de ce chapitre est d'étudier la déformation associée au séisme de magnitude modérée d'Ain Temouchent du 22 décembre 1999, Mw 5.7. La région d'Ain Temouchent dans la partie nord ouest de l'Algérie est caractérisée par une faible activité sismique et historiquement la région d'Ain Temouchent n'a pas enregistré de séismes. La localisation exacte, la cinématique et la faille ayant engendré ce séisme restent en effet mal connues du fait de l'absence de traces de surface et une étude des répliques. En utilisant l'interférométrie à ouverture synthétique InSAR nous avons cartographié le champ de déplacement en surface et ainsi en déduire les paramètres de ce séisme. En utilisant des données SAR brutes provenant des satellites ERS de l'Agence Spatiale Européenne (ESA) en mode ascendant nous avons réussi à générer un interférogramme cosismique. L'analyse de cet interférogramme ainsi que les résultats la modélisation inverse réalisée par Poly3dinv (Maerten et al, 2005) sur une faille construite par des éléments triangulaires révèlent clairement l'étendu de la zone de déformation cosismique de ce séisme et suggèrent que le choc principal est associé à une rupture de direction N57° et de 20-km de longueur avec un pendage de 32° vers le nord-ouest. Par ailleurs ces observations InSAR sont confortées par des investigations de terrain montrant un anticlinal asymétrique à vergence nord associé à une faille inverse aveugle de pendage NO. Le détail de l'analyse InSAR et de la méthode utilisée ainsi que les résultats obtenus sont explicités dans l'article présenté ci-dessous et soumis à Journal of seismology en mars 2008

1. Artcile soumis à Journal of Seismology

InSAR Analysis of a Blind Thrust Rupture and Related Active Folding: The 1999 Ain Temouchent earthquake (M_w 5.7, Algeria) case study

Samir Belabbès (¹), Mustapha Meghraoui (¹*), Ziyadin Çakir (²) & Bouhadad Youcef (³)

- 1. Institut de Physique du Globe de Strasbourg, UMR 7516, France.
- 2. Dept. of Geology, Istanbul Technical University, Turkey
- 3. Centre du Génie Parasismique (CGS), Algeria.

* Corresponding author:

Mustapha MEGHRAOUI (mustapha@eost.u-strasbg.fr) EOST-IPG Strasbourg, 5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex (France). Tel: +33 3 90 24 0111

> Early version: March 2008 Revised version: June 2008

Abstract:

We study the surface deformation associated with the 22 December, 1999 earthquake, a moderate sized but damaging event at Ain Temouchent (northwestern Algeria) using InSAR. The mainshock focal mechanism solution indicates reverse faulting with a NE-SW trending rupture comparable to other major seismic events of this section of the Africa-Eurasia plate boundary. Previously, the earthquake fault parameters were, however, poorly known because no aftershocks were precisely determined and no coseismic surface ruptures were observed in the field. Using a pair of ERS data with small baseline and short temporal separation in the ascending orbit we obtained an interferogram that shows the coseismic surface displacement field despite poor coherence. The interferogram measures 4 fringes and displays an ellipseshaped lobe with ~11 cm peak line-of-sight displacement. The elastic modelling using a boundary element method (Poly3Dinv) indicate coseismic slip reaching up to 1 m at 5 km depth on the N 57°E trending Tafna thrust fault, dipping 32°NW. The geodetic estimate of seismic moment is 4.7×10^{17} N m. (Mw 5.7) for the geodetic moment (Mo) in good agreement with seismological results. The elliptical shape of the surface displacement field coincides roughly with the NE-SW trending Berdani fault-related fold. The consistency between the geological observations and InSAR solution shed light on the precise earthquake location and Tafna fault parameters.

1. Introduction

On 22 December, 1999, the city of Ain Temouchent and surrounding area located on the north-western Tell Atlas mountains were affected by a moderate sized earthquake (Mw 5.7, EMSC). The mainshock epicenter was located at 1.3°W 35.25°N by the Algerian Geophysical Centre (CRAAG) and 1.22° W 35.17°N by the SED-ETH Zurich (Figures 1 and 2). Focal mechanism solutions indicate a NE-SW striking reverse fault planes and the seismic moment reaches 4.37×10^{17} Nm (EMSC, Table 1). Using the waveform modelling Yelles et al. (2004) obtain Mo = 4.1×10^{17} Nm and estimate a simple rupture process with 5.0 seconds source duration. The isoseismal map displays contours elongated in the NE-SW direction and a maximum intensity of VII with a radius of 30 km within the epicentral area (Yelles et al., 2004). Large historical earthquakes affected this region of the Tell Atlas (e.g., in 1790 with Io X MKS in Oran; in 1819 with Io X MKS in Mascara; Rothé, 1950) and imply a high seismic potential of this section of the Africa-Eurasia plate boundary (Figure 1). However, no accurate aftershocks location that could contribute to a clear identification of the seismogenic fault geometry was determined and no surface ruptures were observed. The precise fault location and related rupture parameters of the 22 December, 1999 Ain Temouchent earthquake remained unknown.

The SAR interferometry is able to assess the coseismic surface deformation which provides access to the rupture parameters (Burgmann et al., 2000; Wright et al., 2004 Fielding et al., 2004; Cakir et al., 2006; Belabbes et al., in revision). Although it is relatively easy to determine the surface deformation of large earthquakes ($Mw \ge 6$) with InSAR, even with long temporal separation between SAR images, it is often difficult to reveal the surface deformation of small and moderate sized earthquakes (Mw < 6; Lohman and Simons, 2005). However, under favourable conditions (e.g., short temporal and spatial baselines) InSAR may provide significant results for small and moderate sized earthquakes even in regions with high topography and dense vegetation (Salvi et al., 2000; Mellors et al., 2004; Akoglu et al.; 2006).

			Plane1			Plane2				
Source	Long(°)	Lat (°)	Depth (km)	Strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Rake	Mo (Nm)
HRV	-1.45	35.34	15	29°	45°	67°	240°	49°	111°	2.95×10 ¹⁷
SED	-1.22	35.17	12	221°	57°	80°	59°	34°	106°	4.26×10 ¹⁷
USGS	-1.28	35.32	-	-		-	-	-	-	-
EMSC	-1.28	35.32	8	59°	21°	118°	209°	71°	80°	4.7×10 ¹⁷
Yelles et al.	-1.3*	35.25*	4	60°	36°	63°	272°	54°	108°	4.1×10 ¹⁷
This study	-1.3*	35.25*	5	57°	32°	90°	237°	58°	90°	4.7 ×10 ¹⁷

Table 1: Rupture parameters of the 22/12/1999 Ain Temouchent earthquake. HRV: Harvard, SED: Swiss Seismological Network, USGS: US Geological Survey, EMSC: Euro-Mediterranean Seismological Center, * : Epicentral location from CRAAG.



Figure 1: Seismotectonics of the Ain Temouchent earthquake area with shaded relief image from SRTM data. The 1999 Ain Temouchent mainshock location (red star) is from CRAAG and the seismicity from Benouar (1994) 1900-1993 catalogue and ISC (1993-2006) catalogue. Circles are for instrumental events and squares for main historical events. Beach balls a, b and c are the focal mechanism solutions of the 1999 Ain Temouchent (Mw 5.7), 1994 Mascara, (Mw 5.7) and the 1980 El Asnam (Mw 7.3) earthquakes, respectively (from Global CMT). Active folds and faults are from Meghraoui (1988). Dashed box shows the ERS SAR data frame (track 144) and black arrows indicate the satellite flight direction (ascending) and the line of sight direction (towards east). Inset box shows the convergence

between African and Eurasian plates in western Mediterranean with white arrows indicating the motion of Africa relative to Eurasia (Serpelloni et al, 2007).

SAR interferometry applied to the 1994-2004 (Mw 6.0; 6.4) Al Hoceima earthquake sequence in North Africa (Cakir et al., 2006; Akoglu et al., 2006) revealed blind NE-SW and NW-SE conjugate strike-slip faults affecting the Rif Mountains. For the Mw 6.8, 2003 Zemmouri (Northern Algeria) earthquake the InSAR results suggest a NE-SW trending and 50-km-long thrust rupture with two offshore fault segments and ~ 0.15 m induced right-lateral slip on an E-W fault (Belabbes et al., in revision).

In this paper, we use ERS Synthetic Aperature Radar (SAR) data to compute coseismic interferograms of the Ain Temouchent earthquake, locate the area of surface deformation and to infer the fault rupture characteristics. In parallel, InSAR results and field observations, which show evidence of Quaternary deformation and active folding in the epicentral area, are combined to obtain fault parameters. Using Poly3Dinv inversion software we obtain a dislocation model with slip distribution at depth that constrains the seismic rupture parameters. Finally, we discuss the application of InSAR to the identification of blind thrust fault rupture and its implication for the seismic hazard evaluation in northern Algeria.

Location	Date	Long(°)	Lat(°)	Mw
Orleanville	09/09/1954	1.47	36.28	6.7
El Asnam	10/10/1980	1.36	36.18	7.3
Constantine	27/10/1985	6.65	36.4	6
Tipaza	29/10/1989	2.92	36.84	5.9
Mascara	18/08/1994	-0,03	35.40	5.7
Ain Temouchent	22/12/1999	-1,45	35.34	5.7
Beni Ourtilane	10/11/2000	4.69	36.71	5.7
Zemmouri	21/05/2003	3.65	36.83	6.8

Table 2: Major large to moderate thrust faulting earthquakes of the Tell Atlas of Algeria

2. Tectonic setting

The Ain Temouchent earthquake area is located in the Tell Atlas, immediately NE of the Tafna Quaternary basin and SE of the Mleta Quaternary basin, (Figures 1 and 2). The intensity map related to damage delimits a zone around Ain Temouchent city including Ain Allem, Ain Tolba, and Ain Kihal villages (Fig. 2; Yelles et al., 2004), but no surface faulting were visible (Bouhadad, 2007). The Mleta basin is limited to the north by the N50° trending and 32-km-long Murdjadjo active fold-related fault that may be responsible of the 1790 Oran earthquake (I_0 =X-XI MKS, Rothé 1950; Bouhadad, 2001). East of the epicentral area, the Tessala and Beni Choughrane mountains and NE-SW fold-related faults experienced the 1994 Mascara thrust earthquake (Benouar et al, 1994; Mw 5.7, Fig. 1) which is comparable to the Ain Temouchent 1999 event since it did not produce surface faulting. The recent major earthquakes of El Asnam (1980, Mw 7.3), Tipaza (1989, Mw 5.9), Mascara (1994, Mw 5.7) and Zemmouri (2003, Mw 6.8) in northwest Algeria illustrate the pattern of active deformation in the Tell Atlas. The tectonic characteristics correspond to thrust ruptures associated with NE-SW trending fold-related faults showing en-echelon right-stepping distribution (Meghraoui, 1988; Meghraoui, 1991; Benouar et al., 1994; Meghraoui and Doumaz, 1996). The late Quaternary active deformation of the Tell Atlas mountain ranges of northwest Algeria consists of NE-SW trending thrust and fold system that result from 3 to 6 mm/yr convergent movements between Africa and Eurasia (Nocquet & Calais, 2004; Serpelloni et al., 2007). The transpressive active deformation is essentially due to the NNW-SSE to NW-SE shortening as inferred from P axes of thrust focal mechanisms (Meghraoui et al., 1996; Stich et al., 2003).



Figure 2: Morphotectonic map of the earthquake area. Stars show the earthquake epicentre given by different seismological centres. The arrowed line shows the fold orientation. Black line with thrust symbols shows the modelled fault (see also Figures 8 and 9). Dashed line indicates the active fault extension. T is the cross section of Figure 9 b.

Field investigations in the earthquake area indicate the existence of NE-SW trending folded Neogene and Quaternary units with steep south-eastern flank, and thrust fault that controls the Tafna Basin (Fig. 2). In particular, the Berdani fold structure runs for more than ~20 km in the epicentral zone, from the Tafna River in the southwest to the Ain Kihal village in the north east. The fold structure is bounded to the southeast by a single linear fault scarp morphology and presents ~300 m topographic offset near the Tafna Basin (Fig. 2).

Furthermore, minor reverse faults and liquefaction features that affect Quaternary units are visible along scarp morphology (Bouhadad, 2007). Other evidence of recent tectonic activity is attested by (1) strongly folded late Quaternary units and alluvial terraces visible in the south-eastern flank of the anticline (Figures 2 and 3, ref: Geological map of Bensekrane) and (2) the relationships between the morphology and the drainage network. Analysis of topography suggests that the 40-km-long Tafna fault crosses the Tafna River and extends towards the SW. The Tafna fault is associated with cumulative uplift of alluvial units and triangular facets with progressive angular inconformity of late Quaternary units. Active tectonics of the Ain Temouchent region indicate the existence of a previously unknown Tafna fault and related Berdani fold with seismic characteristics comparable to other active zones in the Tell Atlas.



Figure 3: Satellite image of the epicentral area showing the Berdani fold structure (from Google Earth). White star is the epicentre of the 1999 earthquake determined by CRAAG with focal mechanism from Global CMT. The fault scarp location (black line) is delineated by the triangular facets, progressive unconformity of Quaternary units and uplifted alluvial deposits (see also the cross section in Figure 9 a).



Figure 4: Baseline plot of the SAR data used in this study (x-axis is in year/month/day). The pair with a bold line is the interferogram shown in Figure 5.

3. InSAR data analysis

In order to map the surface displacement field we calculated four coseismic interferograms using the European Space Agency (ESA) ERS-2 SAR data from the ascending orbits (Fig. 4; Table 3). With multi-looking of 5 in azimuth and 1 in range (i.e. averaged to 20×20m of ground pixel size) the raw data were processed with SARscape® software and satellite precise orbits (from Delft University; Scharoo and Visser, 1998). Since the ERS satellites repeat their orbits with a spatial baseline from 0 to ~ 1000 meters the phase difference of interferograms may include surface displacement (tectonic), topographic effects, noise from the atmospheric effects and orbit errors (Massonnet and Feigl, 1998; Burgmann et al., 2000). We used the SRTM 3-arc-second (~90 m) posting digital elevation model to remove the effect of topography from the interferograms (Farr and Kobrick, 2000). Interferograms with large temporal and/or spatial baselines do not provide deformation fringes due to signal decorrelation resulting mainly from surface changes (not tectonic e.g., the seasonal vegetation change from spring to fall); in this case the decorrelation increases with time and may cancel the fringe of interferograms (Massonnet & Feigl, 1998; Lohman and Simons, 2005). Therefore, for shallow, small to moderate sized earthquakes we require SAR pairs with short temporal and spatial baselines.

Satellite	Orbit number	Date	Track	Frame
ERS-1	41214	02/06/1999	144	697
ERS-2	29056	09/11/2000	144	697
ERS-2	24046	25/11/1999	144	697
ERS-2	12022	07/08/1997	144	697
ERS-2	25048	03/02/2000	144	697
ERS-2	26050	13/04/2000	144	697

Table 3: References of SAR images

Among the four interferograms, the best is the one with the shortest time interval (i.e. 5 months) and 130 m perpendicular baseline (Fig.4; Table 3). The interferogram shows ~11 cm slip in the line of sight that corresponds to 4 fringes in an elliptical lobe (Fig. 5). Orbital residuals parallel to the range direction were removed from the interferogram with a first order polynomial function. Centred in the epicentral area determined by CRAAG, the elliptical lobe is ~20 km long, ~10 km wide and trends NE-SW (Fig. 5), consistent with the focal mechanism solution and late Quaternary folding described above (see previous paragraph and Figs. 2, 3 and 5). The fault location is indicated by the steep fringe gradient to the south side of the lobe. Comparable fringes with elliptical lobe associated with folding can be also seen in other cases like the 1994 Sefidabeh earthquake (M_w 6 in eastern Iran; Parsons et al., 2006). The coseismic interferogram allows us to resolve the ambiguity of the fault rupture location, dip direction and displacement field of the Ain Temouchent earthquake.



Figure 5: a) ERS2 coseismic interferogram of the 1999 Ain Temouchent earthquake. b) Enlarged area of Figure 5 a. showing an elliptical lobe with up to 11 cm (4 fringes) slip along the radar line of sight.

4. Modelling of a blind thrust rupture

In order to model the SAR data we use the Poly3Dinv inversion method based on the analytical solution for an angular dislocation (triangulated surfaces as discontinuities) in a linear, elastic, homogeneous and isotropic half space (Maerten et al, 2005; Okada, 1985). The fringes shape and the Berdani fold geomorphology indicate that the 1999 fault rupture is most likely dipping NW and located SE of the deformation lobe. We meshed our surfaces with 70 triangles (i.e. 7×5 quadrangles) using MATLAB®. Because of the low coherence and difficulties in unwrapping phases, we use digitised fringes that are also visible in the wrapped interferogram. The slip distribution in each triangular element is inverted with a negativity constraint on the dip slip component (i.e., thrusting only) and a minimum RMS is calculated for the best fit of fault geometry (Fig. 6 a). In addition, to avoid unphysical oscillatory slip, the scale-dependant umbrella smoothing operator in Poly3Dinv is applied using a 0.3 factor to invert slip distribution. This value is the best compromise between the roughness of the model and the fit with the data (Fig. 6 b). Since the coseismic fault rupture was not observed at the

surface, we consider the fault as blind with no slip on the upper quadrangles and run series of inversions in order to constrain the fault geometry at depth. The coseismic slip is inverted on 20° to 60° NW dipping faults that coincide at surface with the trace of the Tafna fault.



Figure 6a: Plot of rms misfit versus fault dip. The best result is obtained with a fault dip of 32° to the northwest.



Figure 6b: *Plot of rms misfit versus smoothing factor and model roughness. A smoothing factor of 0.3 represents the best compromise between the smoothness of solution and fit.* As shown in Figures 6 a and 7, the best fit is obtained with a 20-km-long thrust fault

striking N 57°E and dipping 32° NW with an inferred surface trace located at about 5 km south of the deformation fringes, coincident with the south eastern flank of the Berdani fold (Fig. 8 a). Our best slip model also indicates one single patch with a maximum slip of 1 m at 5 km depth (Fig. 7) and a geodetic moment of 4.7×10^{17} N m (Mw 5.7) in good agreement with seismological estimates of Table 1. Main features of the observed interferograms are successfully reproduced by the best fit model (Fig. 8 a). This is also supported by the ~ 0.8 cm RMS values (Fig. 6 a) and low residual fringes (Fig. 8 b).



Figure 7: Slip distribution of the best fit model for the Ain Temouchent earthquake. The maximum slip reaches 1 m at about 5 km depth.



Figure 8: (a) Synthetic interferogram obtained from the inversion. Geodetic moment (Mo) and the corresponding moment magnitude (Mw) of the earthquake are consistent with those determined from seismology (Table 1). White dots represent the nodes of the triangular elements projected to the surface. Thick dashed line represents the surface trace of the modelled fault. (b) Residual interferogram obtained after subtracting the synthetic interferograms from the observed interferogram (Fig. 5). Inset profile illustrates the fit between the model and data. The small feature visible SW of the modelled fringes and in the residuals can be considered as an artefact because it does not appear in the interferogram of Figure 5.

5. Discussion and Conclusion

The surface deformation of the 22 December, 1999 (Mw 5.7) Ain Temouchent earthquake is documented using InSAR analysis and related modelling supported by field observations. In the absence of surface faulting and accurate aftershocks location, the high-resolution of InSAR results (4 fringes in an elliptical lobe) complemented by field investigations help in constraining the area of surface deformation associated with a moderate sized earthquake. Deformation fringes corroborated by the thrust focal mechanism solution (Harvard) show a NE-SW trending and NW dipping rupture related to an active folding deformation in the 1999 epicentral zone. The modelling of InSAR data allowed us to constrain the geodetic moment of 4.7×10^{17} N m (Mw 5.7) with a maximum slip of 1 m at 5 km depth for the Ain Temouchent



earthquake. The earthquake took place on a \sim 20-km-long thrust fault, striking N57°E and dipping 32° NW.

Figure 9: Cross-sections (location in Figure 2) of the earthquake area with (a) Geology (Ref: Bensekrane geological map). (b) Topographic profile and (c) Dislocation model. The southeast verging Berdani fold and related active fault is responsible of the topographic offset, surface deformation and related blind rupture. The cumulative slip which reflects several earthquake cycles on the fault is attested by the unconformity of the Quaternary deposits and the bending normal faults on the anticline.

The NW dipping fold-related fault is comparable to those previously described in the Cheliff and Habra Basins (Fig. 1; Meghraoui, 1988; Bouhadad, 2001). The Berdani anticline structure also exhibits normal faults comparable to the bending moment fault associated with the Oued Fodda fold of the El Asnam fault (Meghraoui & Doumaz, 1996). The structural framework of the 1999 Ain Temouchent earthquake is characterized by fold-related thrust tectonics where deformed late Quaternary deposits illustrate the cumulative deformation of numerous earthquake cycle (Fig. 9). The fold growth is here also controlled by the incremental coseismic fault movements as also shown by the existence of the bending moment normal faults, the progressive unconformity of Quaternary deposits and uplifted alluvial terraces southeast of the Berdani anticline (Fig. 3). The comparison between the south verging broken anticline, the offset topographic profile across the Tafna Basin and Berdani fold and the zone of maximum deformation as predicted by dislocation model (Fig. 9 c) indicate a clear relationships between the blind thrust rupture geometry, the coseismic surface deformation and local geology. The fact that the zone of maximum surface deformation is located at about 5 km NW of the fault scarp (Figs. 3 and 5 b) reflects the blind character of the coseismic rupture. However, the complex geomorphology likely related to the inherited Cenozoïc tectonic structures (Geological map of Benskrane) tends to hidden the late Quaternary deformation (see also the structural cross section of Figure 9 a and topographic profile of Figure 9 b).

The 1999 rupture occurred on one segment of the fault which extends further SW and dams the Tafna River (Fig. 2) in a situation similar to the daming of the Cheliff River by the El Asnam fault (Meghraoui and Doumaz, 1996). An earthquake rupture along the entire Tafna fault length (~ 40 km, Fig 2) would generate an Mw > 7 earthquake according to the Wells and Coppersmith empirical relations (1994). The fault parameters obtained by Yelles et al. (2004) are slightly different from our results (Table 1). Indeed, the InSAR analysis is based on near field measurements and it has, therefore, a better constraint on the rupture location, strike and

size. In contrast, the seismic source modelling (Yelles et al., 2004) has more control on the faulting mechanism and associated rake angle (Table 1). The tectonic pattern of blind or hidden thrust rupture is also a characteristic of the Tell Atlas of Algeria that experienced several moderate sized earthquakes in the last two decades (Meghraoui, 1991; Bounif et al., 1987; Benouar et al., 1994, Table 2). More recently, field observations and InSAR analysis of the 2003 Zemmouri earthquake (Mw 6.8) revealed an average 0.60 m uplift along a 55-km coastline associated with a NE-SW trending offshore thrust fault (Meghraoui et al., 2004; Belabbes et al., JGR in revision). The largest instrumentally recorded seismic event of the Tell Atlas reached Mw 7.3 in 1980 at El Asnam and reactivated 36-km-long thrust fault and related folding with an 2.5 m average vertical offset (Philip & Meghraoui, 1983). This earthquake made possible the identification of the main seismogenic characteristics of the Tell Atlas active folding and established the relationships between active folding and fault ruptures in many worldwide seismogenic zones (Stein and Yeats, 1989). However, shallow and moderate sized earthquakes associated with folding are frequent in northern Algeria and the surface deformation induced by these earthquakes is somehow difficult to characterize. In regions with hidden or blind earthquakes and poor seismic array coverage, InSAR is an extremely useful tool that determines the coseismic surface deformation and help in constraining the rupture characteristics.

Acknowledgments. This work was funded by the INSU research project ACI Cat-Nat "Risque sismique de la région d'Alger". SAR images were obtained through the Category 1 project 2532 and 2891 of the European Space Agency. Samir Belabbes is supported by the Algerian Ministry of Higher Education through a research studentship. We benefited from numerous discussions with Abdelhakim Ayadi (CRAAG) on the 1999 earthquake sequence. We thank Mahdi Motagh (GFZ Potsdam) and two anonymous reviewers for the comments on

126

an earlier version of the manuscript. Some of the figures were prepared using the public domain GMT software [Wessel and Smith, 1998].

References

Akoglu, A.M., Cakir, Z., Meghraoui, M., Belabbes, S., O., E.A.S., Ergintav, S. and Serdar, A., 2006. The 1994-2004 Al Hoceima (Morocco) Earthquake Sequence: Conjugate fault ruptures deduced from InSAR. *Earth Planet. Sci. Letters* 252, 467-480.

Belabbes, S., Wicks, C., Cakir, Z and Meghraoui, M., Rupture parameters of the 21 May 2003, Mw 6.8, Zemmouri earthquake (Northern Algeria) earthquake deduced from InSAR, (*Journal of Geophysical Research* in revision).

Benouar, D., Aoudia, A., Maouche, S. and Meghraoui, M., 1994. The 18 August 1994 Mascara (Algeria) earthquake; a quick-look report. *Terra Nova*, 6, 634-638.

Benouar, D., 1994, Materials for the investigation of the seismicity of Algeria and adjacent regions during the twentieth century, *Annals of Geophysics* 37 (4), 459–860.

Bouhadad, Y., 2007. Dynamique récente et actuelle de quelques tronçons de la chaine tellienne: Geologie des failles actives et aléa sismique. Doctorat en Sciences Thesis, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, 242 pp.

Bouhadad, Y., 2001. The Murdjajo, Western Algeria, fault-related fold: Implications for seismic hazard. *Journal of seismology*, 5, 541-558.

Burgmann, R., Ayhan, E., Barka, A., Durand, P., Ergintav, S., Feigl, K., Gurkan, O., Hager, B., Hearn, E., Lenk, O., McClusky, S., Meade, B., Reilinger, R., Sarti, F. and Zschau, J., 2000. Geodetic studies of the 1999 Izmit-Duzce earthquake sequence, *AGU-EOS Transactions*, 2000 Fall Meeting, December 15-19, San Francisco, p. F836.

Bounif, A., Haessler, H. and Meghraoui, M., 1987. The Constantine (Northeast Algeria) earthquake of October 27, 1985; surface ruptures and aftershock study. *Earth and Planetary Science Letters*, 85, 451-460.

Cakir, Z., Meghraoui, M., Akoglu, A.M., Jabour, N., Belabbes, S. and Ait, B.L., 2006. Surface deformation associated with the M (sub w) 6.4, 24 February 2004 Al Hoceima, Morocco, earthquake deduced from InSAR; implications for the active tectonics along North Africa. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, 59-68.

Farr, T.G. and Kobrick, M., 2000. Shuttle radar topography mission produces a wealth of data, *EOS-Transactions (American Geophysical Union)* **81** (2000), pp. 583–585.

Fielding, E. J., Wright, T. J., Muller, J., Parsons, B. E., and Walker, R. (2004), Aseismic deformation of a fold-and-thrust belt imaged by synthetic aperture radar interferometry near Shahdad, southeast Iran, *Geology 32*, 577-580.

Geological map of Bensekrane, 1990, sheet 1/50000, Published by the Office National de Géologie, Ministry of Mines (Algeria).

Lohman, R.B. and Simons, M., 2005. Locations of selected small earthquakes in the Zagros Mountains. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6, Q03001, doi:10.1029/2004GC000849.

Maerten, F., Resor, P., Pollard, D. and Maerten, L., 2005. Inverting for slip on threedimensional fault surfaces using angular dislocations. *Bull. Seism. Soc. Amer.* 95, 1654-1665.

Massonnet, D. and Feigl, K.L., 1998. Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. *Reviews of Geophysics*, 36, 441-500.

Meghraoui, M., 1988. *Geologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie. Paléosismologie, Tectonique Active et Synthèse Sismotectonique*. PhD Thesis, Université de Paris-Sud Centre d'Orsay, pp. 355.

Meghraoui, M., 1991. Blind reverse faulting system associated with the Mont Chenoua-Tipaza earthquake of 29 October 1989 (north-central Algeria). *Terra Nova*, 3, 84-92.

Meghraoui, M. and Doumaz, F., 1996. Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam, Algeria, fault-related fold. *J. Geophys. Res.* 101, 17,617-17,644.

Meghraoui, M., Morel, J.L., Andrieux, J. and Dahmani, M., 1996. Tectonique plioquaternaire de la chaine tello-rifaine et de la mer d'Alboran; une zone complexe de convergence continent-continent, *Bull. Soc. Geol. France* 167, 141-157.

Meghraoui, M., Maouche, S., Chemaa, B., Cakir, Z., Aoudia, A., Harbi, A., Alasset, P.J., Ayadi, A., Bouhadad, Y. and Benhamouda, F., 2004. Coastal uplift and thrust faulting associated with the M (sub w) = 6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003. *Geophys. Res. Letters* 31, L19605, doi:10.1029/2004GL020466, 2004.

Mellors, R.J., Magistrale, H., Earle, P. and Cogbill, A., 2004. Comparison of four moderate-size earthquakes in Southern California. *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 94, 2004-2014.

Nocquet, J.M. and Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe, Geodynamics of Azores-Tunisia. *Pure & Appl. Geophys.* 161, 661–681, 0033 – 4553/04/030661 – 21 Doi 10.1007/s00024-003-2468-z.

128

Okada, Y. (1985), Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 75, 1135–1154.

Parsons, B., Wright, T., Rowe, P., Andrews, J., Jackson, J., Walker, R., Khatib, M., Talebian, M., Bergman, E. and Engdahl, E.R., 2006. The 1994 Sefidabeh (eastern Iran) earthquakes revisited; new evidence from satellite radar interferometry and carbonate dating about the growth of an active fold above a blind thrust fault. *Geophys. J. Int.* 164, 202-217.

Philip, H. and Meghraoui, M., 1983. Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam earthquake of October 10, 1980. *Tectonics*, 2, 17-49.

Rothé, J.P., 1950. Les Séismes de Kherrata et la simicité de l'Algérie. Publ. Serv. Carte.Geol.Algérie, 24, pp 40.

Salvi, S., and 13 coauthors, 2000. Modeling coseismic displacements resulting from SAR interferometry and GPS measurements during the 1997 Umbria-Marche seismic sequence, *J. Seism.*, **4**, 479–499.

Scharoo, R. and Visser, P. 1998. Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites, *J. Geophys. Res.* 103, 8113–8127.

Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P. and Gasperini, P., 2007. Kinematics of the western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanism and GPS data. *Geophys. J. Int.* 169, 1180-1200.

Stein, R. S., and R. S. Yeats (1989), Hidden earthquakes, *Scientific American*, 260, 30-39.

Stich, D., Ammon, C.J. and Morales, J., 2003. Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *J. Geophys. Res.* 108, B3, 2148, doi:10.1029/2002JB002057.

Thomas, A.L., 1993. a three-dimensionnal, polygonal element, displacement dicontinuity boundary element computer with applications to fractures, fault, and cavities in the earth's crust. Master's Thesis, 221 pp.

Wells, D. L., and K. J. Coppersmith (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 974–1002.

Wright, T.J., Z. Lu and C. Wicks (2004) Constraining the Slip Distribution and Fault Geometry of the Mw 7.9, 3 November 2002, Denali Fault Earthquake with Interferometric Synthetic Aperture Radar and Global Positioning System Data, *Bull. Seism. Soc. Amer.* 94, S175-S189.
Wessel, P. and Smith, H.F., 1998. New, improved version of the Generic Mapping Tools Released. *EOS Trans. AGU*, 79, 579.

Yelles, C.A.K., Djellit, H., Beldjoudi, H., Bezzeghoud, M. and Buforn, E., 2004. The Ain Temouchent (Algeria) earthquake of December 22nd, 1999, Geodynamics of Azores-Tunisia. *Pure Appl. Geophys.* 161, 607-621.

III- 3. Séisme de Mascara du 18-08-1994 (Mw5.7)

Cette partie traite du cas du séisme modéré de Mascara du 18 août 1994 (Mw 5.7). Il s'agit de montrer comment nous pouvons obtenir des données de déformation en surface liées à un séisme modéré même si les conditions d'utilisation de l'InSAR ne sont pas favorables.

1. Introduction :

La région de Mascara qui a été affecté le 18 août 1994 par un séisme modéré, est située au Sud-Est d'Oran (Nord Ouest de l'Algérie) sur la bordure méridionale des monts des Beni Chougrane (Figure 1). Ces montagnes ont été structurées durant le Pléistocène (Thomas, 1985) et l'existence de failles inverses actives qui bordent les Beni Chougrane a été bien établie par différents auteurs (Meghraoui, 1988 et Thomas, 1985). Plusieurs centres sismologiques (Global CMT, USGS, CRAAG) ont proposé différentes localisations de l'épicentre du séisme de 1994 dans les Beni Chougrane (Figure 1). Le moment sismique estimé est de 6.8×10^{17} N.m (Mw 5.8, Global CMT). Bezzeghoud et Buforn (1999) calculent un moment de sismique de 3.3×10^{17} N.m à partir de l'analyse de la forme d'onde et de 5.6 $\times 10^{17}$ N.m à partir de l'analyse spectral correspondant respectivement à des magnitudes de moment (Mw) de 5.6 et 5.7. L'ensemble des mécanismes au foyer montrent que ce séisme est associé à une faille inverse de direction NE-SW (Global CMT ; Bezzeghoud et Buforn, 1999) (Figure 1).



Figure 1: Cadre sismotectonique de l'ouest algérien et de la zone active de Mascara. Mécanismes au foyer: (a) Ain Temouchent, 22/12/1999 (Mw 5.7) (Global CMT); (b) Mascara, 18/08/1994 (Mw 5.8) (Global CMT). (c) El Asnam, 10/10/1980 (Mw 7.3) (Global CMT), (d) 13/07/1967 Girardin et al. (1977).

Ce séisme qui a causé d'importants dégâts matériels et humains (171 morts et 454 maisons détruites ; Benouar et al., 1994) n'a cependant pas induit de traces de surface et seules quelques fissures et glissements de terrains ont été reportés. Le maximum d'intensité (VII, MKS) est centré sur le village de Hassine (Figure 2).



Figure 2 : Carte morphotectonique de la région du séisme de Mascara, 1994 (Meghraoui, 1988). Les intensités macrosismiques sont reportées selon Ayadi et al. (2002). Mécanismes au foyer : (a) Mascara, 13/07/1967 (Ms 5.1, épicentre = étoile grise) ; McKenzie (1972). (b) Mascara, 18/08/1994 (Mw5.7) Bezzeghoud et Buforn (1999). Etoiles rouges montrent les localisations épicentrales du séisme de 1994 (1) USGS, (2) CRAAG, (3) Global CMT, (4) Bezzeghoud et Buforn, 1999.

Le catalogue de sismicité historique mentionne plusieurs séismes de fortes intensités dans cette région comme celui de mars 1819 (Io =X, MKS) ou du 22 novembre 1851 (Io=VIII) ainsi que celui du 29 novembre 1887 (Io=X ; Rothé, 1950 et Harbi, 2006). Plus récemment, le 13 juillet 1967, un séisme de magnitude de surface (Ms 5.1) et dont l'épicentre est proche du séisme de 1994 a affecté la région (Figure1). Cependant, la localisation de ces séismes reste peu précise et les failles associées n'ont pas été identifiées. L'existence des images SAR ERS-1 depuis 1992 a rendu possible l'étude des déformations de surface liées au séisme de 1994. J'ai entrepris l'analyse des images SAR afin de mieux caractériser la rupture de 1994 et ainsi, mieux définir sa source sismique.

2. Analyse des données SAR :

Les images ERS-1 d'avant le séisme de Mascara de 1994 sont assez rares sur la zone épicentrale. De plus, la région du séisme est située « à cheval » entre deux orbites ERS ce qui rendait encore plus difficile de trouver des images sur cette zone. Les seules images SAR disponibles et exploitables sont 3 images ERS-1 acquises en mode descendant et ayant une ligne de base temporelle de 23 et 24 mois. L'utilisation des images ERS-2 ne permettait pas d'avoir plus de paires exploitables sans arriver à des lignes de bases temporelles de plus de 5 années. L'utilisation de telles paires d'images SAR séparées par un grand laps de temps s'avère complètement inutile pour imager une déformation liée à un séisme de magnitude modérée, sur une zone montagneuse et agriculturale sans bonne corrélation. A partir de la paire d'images ERS-1 (Orbite :12320 ; date d'acquisition : 23-nov-1993) (Orbite 22183 ; date d'acquisition :12 octobre 1995) avec une ligne de base perpendiculaire de 28 m, traitées par le logiciel Roi_Pac (Rosen et al., 2004), j'ai pu obtenir un interférogramme exploitable. Cet interférogramme dans sa forme non géo-référencé est montré sur la figure 3.

Montrer au préalable un interférogramme non géocodé est justifié par le fait que ce dernier contient moins d'erreurs de traitement qui peuvent être accentuées par le géocodage de l'image. Cependant, l'interférogramme calculé est très peu cohérent malgré la courte ligne de base spatiale inférieure à 30m,. Ceci s'explique par l'influence importante des décorrélations temporelles, notamment pour un séisme de magnitude modérée sur une aussi longue durée de séparation entre les deux dates d'acquisition des images SAR. (~ 2 années). Un interférogramme avec une bonne cohérence aurait nécessité une ligne de base temporelle beaucoup plus courte pour limiter les effets des décorrélations temporelles. Par ailleurs les effets de diffraction des ondes radar dans les zones à fort gradient topographique contribuent également à cette faible cohérence ce qui rend cette région loin d'être idéale pour l'utilisation de l'InSAR.

Malgré ces conditions défavorables, l'interférogramme obtenu montre des franges de déformation cosismiques assez bien visibles (Figures 3 et 4). En raison du manque de cohérence, l'étendu de la zone de déformation n'est pas clairement défini et seulement 3 franges sont partiellement observées dans la partie est de la zone de déformation. La forme de ces franges montre une orientation NE-SO confirmant ainsi la direction de la faille sismique probable obtenue à l'aide du mécanismes au foyer (Global CMT et Bezzeghoud et Buforn, 2004) et la forme des isoséistes. De plus, une observation minutieuse de la forme des franges indique un resserrement du gradient dans leur partie sud qui suggère que ce séisme est plutôt

associé à une faille de direction NE-SW et un pendage vers le nord-ouest. Ceci est en accord avec les caractéristiques des structures tectoniques actives dans cette zone et dans la partie ouest de l'Atlas Tellien où les séismes sont quasiment toujours associés à des failles de direction globale NE-SO (Meghraoui, 1988). Néanmoins, l'absence de cartes détaillées de la tectonique active locale ne m'a pas permis de confronter les observations InSAR avec des failles cartographiées localement.



Figure 3 : Interférogramme cosismique non géoreferencié de la zone active de Mascara.

Chapitre III



Figures 3 : (a) Interférogramme géoreférencié. (b) Topographie de la zone montrant des franges de déformation visibles sur a). Les étoiles rouge et noire montrent respectivement les localisations épicentrales de l'USGS et du CRAAG.

3. Discussion et conclusions :

Le premier résultat important que je peux noter de l'étude InSAR de ce séisme est : Malgré les conditions défavorables pour l'application de l'InSAR à la zone de Mascara faible cohérence, très peu d'images SAR, grande séparation temporelle entre les images SAR) des franges ont été observées sur les interférogrammes qui montrent une partie de la zone déformée ce qui permet de déterminer la localisation et l'étendue de cette dernière.

L'observation des franges et les inférences que l'on peut faire montrent que ce séisme serait associée à une faille d'une longueur d'environ 20 km de direction NE-SW. Au vu du gradient, plus fort au sud des 3 franges visibles il apparaît plus probable que cette faille soit de pendage vers le nord-ouest (figure 3b). Par ailleurs, ce séisme serait probablement associé non pas aux failles qui bordent les monts des Beni Chougrane (Figures 1 et 3) mais à une autre faille qui affecte les monts mais qui reste à cartographier par des études tectoniques locales. Etant donné la localisation proche des épicentres 1967 et de celui de 1994, il est probable que ces deux séismes soient associés à une même faille. Cependant, ces résultats restent à démontrer par des études sismotectoniques détaillées sur cette région à fort aléa et risque sismique comme l'atteste les nombreux séismes reportés par le catalogue de sismicité historique et instrumentale.

Même si les images sont rares sur cette zone et la cohérence de l'interférogramme faible, les résultats obtenus à partir de l'InSAR sur le séisme de Mascara peuvent constituer une des pistes qui pourraient aider à mieux contraindre les caractéristiques tectoniques liées aux séismes de magnitude faible à modérée (4.5 < Mw < 6) en Algérie du nord.

Chapitre IV

Chapitre IV

Etude de déformations actives dans le Rif. Sésimes d'El hoceima, 2004 (Mw 6.4), étude conjointe des séismes de 1994(Mw 6.0) et de 2004.

Résumé :

Ce chapitre traite la séquence des séismes d'El Hoceima du 26 Mai 1994 (Mw 6.0) et du 24 Février 2004 (Mw 6.4), les deux événements les plus importants survenus dans le Rif durant l'ère instrumentale. Les épicentres de ces deux séismes ont été localisés à l'Ouest de la ville d'El Hoceima (Calvert et al., 1997 ; USGS). Du fait qu'aucun de ces deux séismes n'a engendré de traces de surface, la localisation et le mécanisme de la rupture étaient jusqu'alors mal connus. Ainsi l'InSAR, qui permet de cartographier la déformation de surface avec une grande précision, est une méthode qui permet de déduire les paramètres de la rupture de ces deux séismes.

L'analyse des interférogrammes ascendants et descendants et leurs modélisations permettent d'avoir une bonne contrainte sur les ruptures correspondantes. Ainsi les résultats InSAR suggèrent que les séismes d'El Hoceima de 1994 et de 2004 sont associés à des failles aveugles conjuguées en décrochement de direction N23°E, senestre pour celui de 1994 ; et de direction N130°E, dextre pour celui de 2004. Ces résultats InSAR mettent en évidence le caractère complexe des structures du Rif de failles conjuguées aveugles en accord avec la tectonique transpressive sur la limite de plaque en Afrique du Nord. Les déformations Quaternaires récentes montrent bien l'existence d'une direction d'extension E-O en accord avec des failles conjuguées NE-SO et NO-SE.

1-Introduction

La région d'El Hoceima dans le Rif forme la partie occidentale du système Est-Ouest des plis et pli-failles d'Afrique du Nord qui résultent des mouvements convergents de l'Afrique vers l'Eurasie (Figure1). Les structures observées dans la région d'El Hoceima, caractérisées par des failles inverses, normales et de coulissage, sont interprétées comme le résultat d'un changement rapide des directions de contraintes de NE-SO au cours du Tortonien à N-S à la limite des ères Tortoniennes et Messinienne et NNO-SSE durant le Plio-Quaternaire (Ait Brahim, 1991 ; Medina, 1995). Ces changement d'orientations des contraintes seraient le résultat d'une variation des mouvements relatifs des plaques Africaine et Ibérique, perturbée par des processus secondaires (Ain Brahim, 1991).



Figure 1 : Carte de situation géographique de la région d'El Hoceima. Le cadre représente la zone d'étude.

Les séismes d'El Hoceima de 1994 (Mw 6.0) et de 2004 (Mw 6.4), sont les plus forts événements enregistrés dans le Rif, les mécanismes au foyer calculés par les différents centres sismologiques sont en décrochement (Global CMT, ETHZ, USGS).

Le mécanisme de la rupture du séisme de 1994 est assez bien contraint. Différentes études du séisme de 1994 comme celles de l'analyse des répliques ou des études macrosismiques montrent que celui-ci est associé à une faille décrochante senestre mais la localisation exacte de la rupture reste imprécise. Calvert et al., 1997 et El Alami et al., 1998 s'accordent sur la

direction de la rupture qui serait ~N20°E. Ces derniers proposent une rupture qui est à 7km plus à l'Ouest. D'autres comme Bezzeghoud et Buforn (1999) proposent une rupture complexe sur des failles de direction N175°E et N150°E.

Contrairement au séisme de 1994, le mécanisme de la rupture de 2004 était mal connu. Les résultats de la modélisation des ondes de volume et de la fonction source montrent que ce séisme est associé à une rupture senestre de direction NNE-SSO, alors que l'analyse des répliques montrent deux essaims de sismicité de direction NE-SO avec un mécanisme en décochement senestre et/ou NO-SE dextre (Dorbath et al., 2005). Par ailleurs, l'absence de rupture de surface ne permettait donc pas de distinguer entre les deux solutions. L'InSAR apparaît comme une méthode appropriée, à même de résoudre ce genre de problématique.

2- Traitement et analyse des données SAR du séisme du 24 février 2004 (Mw 6.4). :

Le séisme d'El Hoceima du 24 février 2004 (Mw 6.4) est le plus fort événement enregistré dans le Rif marocain. Ce séisme qui n'a pas induit de traces de surface est associé à un mécanisme en décrochement avec un moment sismique de 5.2×10^{18} Nm (Global CMT). Les données SAR utilisées pour étudier la déformation cosismique de 2004 sont celles du satellite européen ENVISAT prétraitées (*Single Look Complex*) : 3 images acquises en mode ascendant et 6 en mode descendant. A partir des ces données, 6 interférogrammes ont été calculés en utilisant le logiciel Doris : l'interférogramme avec la plus courte ligne de base spatiale et temporelle présente la meilleure cohérence. L'absence de différence significative entre les interférogrammes ascendant et descendant suggère que les erreurs atmosphériques et orbitales sont négligeables. Les interférogrammes ascendants montrent 2 lobes de déformation asymétriques correspondant à ~23 cm (i.e., 8 franges) de déplacement dans la ligne de visée du satellite (LOS), alors que les interférogrammes descendants montrent un maximum de 5 franges correspondant à ~12 cm de déplacement dans la ligne de visée (LOS). Les franges observées dans la zone côtière sont mieux visibles que celles observées au Sud des interférogrammes. Ceci s'explique par la faible cohérence dans cette zone.

Les interférogrammes ascendants et descendants présentent un seul lobe en commun qui est celui situé juste au Sud de la ville d'El Hoceima. La déformation est imagée à partir de deux géométries d'acquisitions différentes. La différence dans la forme des franges entre les interférogrammes ascendants et descendants dépendra intimement de cette différence de géométries et de la nature de la déformation de surface. Un changement dans la forme des franges des interférogrammes acquis en mode ascendant et descendant traduit le rapport de la déformation verticale sur la déformation horizontale. Ceci conduit à conclure que le lobe de franges au Sud d'El Hoceima est le résultat de mouvements verticaux liés à de la subsidence. La forme lisse des franges suggère que celles-ci ne sont pas perturbées par des effets atmosphériques. Cependant, l'observation des franges sur ces interférogrammes ne permet pas à elle seule de conclure sur la direction de la rupture du séisme de 2004, qui peut être NE-SO ou NO-SE. La modélisation de ces interférogrammes ascendants et descendants, qui sera décrite dans le paragraphe suivant, permettra de lever cette ambiguïté sur la direction de rupture.

3- Modélisation des interférogrammes du séisme de 2004:

Les interférogrammes ont été modélisés par Poly3DInv (Thomas, 1993 ; Maerten et al., 2005) en utilisant des directions et des pendages différents. La modélisation des données InSAR a été entreprise sur sur une faille de direction N-15-20°E subverticale et N30-35°E et de 60° de pendage vers le NO. Ces failles à coulissage senestre expliquent les interférogrammes descendants mais ne permettent pas d'expliquer les interférogrammes ascendants. La variation de l'azimut de ces failles ne permet pas de remédier à cela. En effet, ces surfaces de failles de direction globale NE-SO nécessitent, en plus d'un glissement important de 5m, des franges centrées 7 à 10 km plus au Sud. Ceci montre bien qu'il faut être vigilant quant à l'interprétation des déformations cosismiques par l'InSAR à partir d'une seule géométrie d'acquisition.

La solution qui explique le mieux les franges de déformation sur les interférogrammes ascendants et descendants est une faille à coulissage dextre, d'un maximum de 2.5 m au SE de la faille, entre 6 et 8 km de profondeur, avec une composante normale entre 8 et 10 km de profondeur au Sud de celle-ci. Sa direction varie de N130°E au Nord à 95°E au Sud, d'une longueur de 21 km, de16.5 km de profondeur, d'un pendage de 88° vers le NE.

En plus des interférogrammes qui sont expliqués par cette solution, le mécanisme au foyer et le moment géodésique (Mw 6.5) obtenus sont en accord avec ceux déterminés à partir des observations sismologiques.

4- Traitement et analyse des données SAR du séisme du 26 mai 1994 (Mw 6.0) :

Les images SAR utilisées pour calculer les interférogrammes cosismiques sont celles du satellite Européen ERS brutes (raw data). Le traitement a été réalisé par le logiciel ROI_PAC (Rosen et al., 2004). Deux interférogrammes ascendants et deux descendants ont été obtenus. En dépit d'une faible cohérence et d'effets atmosphériques et topographiques relevés sur les interférogrammes, et notamment sur le lobe de franges situés au Nord-Ouest de l'interférogramme ascendant où existe un fort gradient topographique, la forme des franges de déformation suggère que la rupture de 1994 est associée à une faille décrochante senestre de direction NE-SO en accord avec les résultats de l'analyse des répliques (Calvert et al., 1997, El Alami et al., 1998) ou de la fonction source (Bezzeghoud et Buforn, 1999).

5- Modélisation des interférogrammes du séisme de 1994:

Les interférogrammes ont été également modélisés par le code Poly3Dinv. La direction de la rupture ayant été déterminée, une série d'inversions a été réalisée en fixant l'azimut de la faille et en faisant varier le pendage. Certains paramètres comme les dimensions de la faille (16 km \times 16 km), le glissement nul sur la partie supérieure de la faille, ou de la direction senestre glissement ont été fixés. Pour chaque différente inversion, une erreur quadratique moyenne est calculée : la solution avec un minimum d'erreur et qui permet d'obtenir des interférogrammes résiduelles faibles est une surface de faille de direction N23°E, avec un pendage de 77° vers le SE.

6- Résultats et discussion :

L'étude du séisme d'El Hoceima de 2004 fût la première étude réalisée sur cette zone active de l'Afrique du Nord. L'InSAR a montré dans ce cas qu'elle pouvait être d'un apport décisif quant à la compréhension des mécanismes des séismes de cette région à la tectonique complexe, et notamment quand les investigations de terrain et/ou études sismologiques ne permettent pas de rendre compte avec exactitude de la direction et/ou de la localisation des ruptures (pas de traces de surface, réseau sismologique éparse).

Les résultats de cette étude ont permis de mettre en évidence deux failles aveugles conjuguées de direction NE-SO et NO-SE, qui ont induit les séismes de 2004 et de 1994 respectivement.

L'analyse et les résultats obtenus sur l'étude InSAR du séisme d'El Hoceima de 2004, et l'analyse conjointe des deux séismes de 1994 et de 2004, ont fait l'objet de deux publications. La première concerne le séisme de 2004 (Cakir et al., 2006), et publiée au Bulletin of the

Seismological Society of America (BSSA).La deuxième publication traite de l'analyse conjointe de la séquence des séismes de 1994 et de 2004 (Akoglu et al., 2006), et a été publiée dans Earth and Planetary Science Letters (EPSL).

IV.1. Le séisme d'El Hoceima du 24 fevrier 2004, Mw 6.4. Artcile Cakir et al. (2006)

[Signalement bibliographique ajouté par : SICD Strasbourg - Département de la Documentation électronique Service des thèses électroniques]

Surface Deformation Associated with the Mw 6.4, 24 February 2004 AI Hoceima, Morocco, Earthquake Deduced from InSAR: Implications for the Active Tectonics along North Africa

Ziyadin Cakir, Mustapha Meghraoui, Ahmet M. Akoglu, Nasser Jabour, Samir Belabbes and Lahsen Ait-Brahim

Bulletin of the Seismological Society of America, 2006, Vol. 96, no. 1, Pages 59-68

Pages 146-155 :

La publication présentée ici dans la thèse est soumise à des droits détenus par un éditeur commercial.

Les utilisateurs peuvent consulter cette publication sur le site de l'éditeur : <u>http://dx.doi.org/10.1785/0120050108</u>

La version imprimée de cette thèse peut être consultée à la bibliothèque ou dans un autre établissement via une demande de prêt entre bibliothèques (PEB) auprès de nos services :

http://www-sicd.u-strasbg.fr/services/peb/







IV.2- Analyse de la sequence des séismes d'El Hoceima de 1994 et de 2004. Artcile Akoglu et a.l (2006)

[Signalement bibliographique ajouté par : SICD Strasbourg - Département de la Documentation électronique Service des thèses électroniques]

The 1994–2004 AI Hoceima (Morocco) earthquake sequence: Conjugate fault ruptures deduced from InSAR

Ahmet M. Akoglua, Ziyadin Cakirb, Mustapha Meghraouib, Samir Belabbesb, Sidi O. El Alamid, Semih Ergintave and H. Serdar Akyüzc

Earth and Planetary Science Letters, 2006, Vol. 252, N° 3-4, Pages 467-480

Pages 157-179 :

La publication présentée ici dans la thèse est soumise à des droits détenus par un éditeur commercial.

Les utilisateurs de l'ULP peuvent consulter cette publication sur le site de l'éditeur : <u>http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.10.010</u>

La version imprimée de cette thèse peut être consultée à la bibliothèque ou dans un autre établissement via une demande de prêt entre bibliothèques (PEB) auprès de nos services :

http://www-sicd.u-strasbg.fr/services/peb/







<u>Chapitre V</u>

Déformations cosismiques dans le Tell: Modélisation de la déformation cosismique du séisme d'El Asnam, 1980 (Mw 7.3) et comparaison avec d'autres cas de ruptures sismiques de l'Atlas Tellien.

Introduction

Ce cinquième chapitre traite l'application de l'InSAR aux séismes associés à des plis failles actifs de la région ouest de l'Atlas Tellien et des déformations de surface correspondantes. La majorité des séismes des zones actives de l'Atlas Tellien est associée à des structures plissées. Ainsi, les pli-failles de l'Atlas Tellien qui ont généré des séismes et des ruptures de surface associées dans le passé ont du produire un champ de déplacement comparable à celui observé sur les franges des séismes récents. L'analyse sismotectonique de cette région et la simulation du champ de déplacement du séisme d'El Asnam (Mw 7.3) nous permet de contraindre sur les caractéristiques physiques des pli-failles. En effet, la déformation de surface obtenue grâce à l'interférométrie radar est fonction de la dimension des ruptures et ainsi on peut déduire le moment sismique impliqué dans la déformation cosismique. Pour cela, j'ai comparé les déformations de surface engendrées par des séismes récents et mesurées par l'InSAR avec celles du séisme d'El Asnam de 1980 générée à partir d'un modèle direct. Ce modèle tient compte des travaux précédents et des bonnes connaissances des ruptures le long des 36 km de faille et de bonnes contraintes sur la géométrie de celle-ci.

Modélisation de la déformation de surface du séisme d'El Asnam du 10-10-1980 (Mw 7.3)

Le séisme d'El Asnam fut le plus fort événement connu en méditerranée occidentale qui aura induit des ruptures de surface clairement visibles sur environ 36 km avec une direction globalement NE-SW à E-W (Ouyed et al., 1981 ; Philip et Meghraoui, 1983 ; Meghraoui, 1988). Le moment sismique est de 5 10^{26} dyne cm (Ouyed et al., 1981 ; Deschamps et al., 1982). Les ruptures de surfaces observées sont essentiellement des déplacements en faille inverse accompagnés d'une composante décrochante senestre avec quelques failles normales secondaires, induites sur le compartiment chevauchant (failles d'extrados ; Philip et Meghraoui, 1983). Trois segments de failles ont été identifiés (A B et C) ayant une longueur de ~ 10, 20 et 6 km, respectivement, et des pendages de 54°, 45° et 30° (Figures 1 et 2 ; Meghraoui, 1988 ; Yielding et al., 1989).

Le segment central (B) est associé à l'anticlinal dissymétrique de Sara El Maarouf. Cet anticlinal est comparable à d'autres pli-failles et qui ont généré des séismes modérés dans le Tell comme ceux d'Ain Temouchent 1999 et de Mascara 1994 étudiés dans cette thèse. Les valeurs des déplacements sur chaque segment ont été obtenues à partir des mesures (directes et avec station totale) le long de la rupture (Meghraoui, 1988) et d'un profil géodésique qui suit une ligne de chemin de fer qui traverse la faille d'El Asnam (Ruegg et al., 1982).

Les études des répliques de ce séisme ont montré que ces dernières étaient toutes localisées à une profondeur qui dépassait rarement 10 km (Ouyed, 1981 ; Yielding et al., 1989 ; Cisternas et al., 1982). Yielding et al. montrent notamment la géométrie de chaque segment de faille avec pendage variable et les mécanismes au foyer en faille inverse des principaux séismes enregistrés.

Afin de reproduire la déformation de surface du séisme d'El Asnam, j'ai subdivisé la faille en trois segments avec des pendages de 54°, 45° et 30° comme mentionné précédemment. Les déplacements cosismiques le long de la rupture ont été utilisés pour affecter à chaque portion de faille le déplacement correspondant en profondeur. Ces mesures de déplacements verticaux ont été converties en glissement sur la faille qui tient compte du pendage de chaque section.

Un glissement uniforme est affecté à chaque portion sur les 10km de profondeur. Une composante décrochante sénestre a été affectée là où celle-ci a été observée et notamment dans la partie centrale et SW de la rupture.



Figure 1 : Déplacement verticaux mesurés le long de la rupture du séisme du 10-10-1980 avec les trois segments A, B et C (Meghraoui et Doumaz, 1996). L'étoile montre la valeur mesuré sur un même point à partir d'un profil géodésique (Ruegg et al., 1982).

Après avoir attribué le déplacement de chaque portion de faille, j'ai calculé un modèle direct en utilisant Poly3d pour prédire la déformation de surface correspondante. Le déplacement vertical et horizontal en surface prédit par ce modèle est montré sur la figure 4 sous forme d'un champ de déformation. Le moment sismique calculé pour ce modèle est de $4.5 \ 10^{26}$ dynes.cm comparable à celui calculé par différents auteurs pour ce séisme



Figure 2 : Distribution des répliques du séisme d'El Asnam 1980 selon Yielding et al. (1989)



Figure3 : Champ de déformation lié au séisme d'El Asnam de 1980 (Mw 7.3) obtenu à partir du modèle. Les vecteurs indiquent le déplacement horizontal prédit par le modèle. Les chiffres indiquent la valeur du glissement vertical affecté à chaque portion de faille en mètres et les contours colorés le champ du déplacement vertical. Les sections A, B et C montrent le trois différents segments de la rupture. Les étoiles srouge et bleu indiquent respectivement la localisation du choc principal selon Yielding et al. (1981) et Cisternas et al. (1982).Le mécanisme au foyer est celui de Global CMT.

Par la suite j'ai calculé les interférogrammes synthétiques Envisat IS2 et Radarsat ST4, comme ceux calculés pour le séisme de Zemmouri 2003 (voir chapitre III-1). Ces interférogrammes représentent la distribution de la déformation de surface telle qu'elle aurait été éventuellement imagée par ces satellites si l'InSAR existait du temps du séisme d'El Asnam (Figure 4). Ces deux interférogrammes calculés à partir du modèle décrit précédemment et qui tient compte de la complexité de la rupture et des variations géométriques, montre une distribution de franges en champ lointain assez comparables à celles observées dans le cas du séisme de Zemmouri (2003, Mw 6.8 ; voir chapitre III.1).



Figure 4 : Interférogrammes synthétiques du séisme d'El Asnam prédits à partir du modèle. a) Envisat IS2 ascendant. b) Radarsat ST4 descendant. Le trait blanc représente la rupture sur ses 36 km.

2. Comparaison des ruptures sismiques de l'Atlas Tellien et discussion

Les coupes, topographique, géologique et le modèle de dislocation sur le pli-faille du Sara El Maarouf (Figure 5) révèlent des similitudes avec celles d'Ain Temouchent (Figure 9, chapitre III-2). Ceci montre bien que la topographie et la géologie de ces plis est le résultat de déformations comparables et successives. Les déformations sismiques observées dans l'Atlas Tellien sont généralement toujours associées à des structures en pli-failles actifs comme celui d'El Asnam, d'Ain Temouchent ou bien encore celui de Mascara et sont toutes comparables entre elles. La figure 6 montre ce systématisme dans la déformation cosismique le long du Tell. Toutes les déformations sont associées à une tectonique en failles inverses et indique l'existence de ruptures sismiques comparables où le maximum de la déformation se traduit par un lobe de franges sur le compartiment chevauchant et le plus souvent sur les plis actifs.



Figure 5 : Coupes à travers le pli-faille de Sara El Maarouf : (a). Dislocation prédite à partir du modèle direct de la déformation de surface du séisme de 1980 montrant une bonne corrélation avec la coupe topographique (b). (c). Coupe géologique (Exagération verticale X3) d'après Philip et Meghraoui (1983)

La forme de cette déformation de surface est similaire pour un séisme de forte magnitude (Mw > 7) ou pour un séisme modéré (Mw < 6) et ne différera que par l'étendue de la zone déformée respectant ainsi les lois d'échelles (Wells et Coppersmith, 1994). Il est donc fort probable que si les séismes modérés d'Ain Temouchent et de Mascara (voir chapitre III) avaient rompus sur plusieurs segments de failles, ceci aurait induit une déformation de surface comparable dans sa forme et dans son étendue à celle engendrée par le séisme d'El Asnam ou bien encore à celle de Zemmouri. Par ailleurs, on peut noter que les ruptures sismiques sont

quasiment toutes associées dans la partie Ouest de l'Atlas Tellien à des failles à pendage vers le NW alors que pour le séisme de Zemmouri survenu dans la partie centrale de l'Atlas Tellien le pendage de la faille est vers le SE.



Chapitre V

Figure 6 : Carte morphotectonique de l'ouest de l'Atlas tellien selon Meghraoui (1988) et interférogrammes cosismiques montrant un déplacement essentiellement sur le compartiment chevauchant. Mécanismes au foyer des principaux séismes récents (Harvard CMT). Vitesses de déformations d'après Serpelloni et al. (2007) et taux raccourcissement à El Asnam selon Meghraoui et Doumaz (1996).

L'autre aspect de la déformation sismique dans le Tell, est illustré par les failles dites aveugles « *blind faults* » et les séismes qui y sont associés. Les déformations accumulées sur ces pli-failles actifs comme le montre la figure 7 (Stein et King, 1984) est le résultat de l'accumulation d'un même type de déformation, avec incrément du déplacement vertical répété pour plusieurs séismes. Cette déformation présente des similitude avec celles induite notamment par le séisme d'Ain Temouchent (Figure 9, Chapitre III-2). D'autres ruptures comme celles des séismes de Sefidabeh (Est de l'Iran) Mw ~6 associés à des mécanismes inverses sur des pli-failles ont été étudiées par l'InSAR et on révélé également ce même caractère de la déformation sismique qui traduit l'accumulation de déformations successives qui marquent à la fois la géologie et la topographie du pli (Parsons et al., 2006). Les cas d'étude des séismes d'El Asnam (1980, Mw 7.3) avec faille-rupture en surface, ou bien encore celui de Coalinga (1983, Ms 6.5) révèlent le potentiel sismique des plis actifs et le caractère destructeur des séismes associés. Ces observations s'appliquent aux plis actifs de l'Atlas Tellien et à plusieurs autres domaines géologiques comparables (bassin de Los Angeles, plis du Zagros, la chaine des Palmyrides, etc ...).



Figure 7 : Modèle de dislocation du séisme de Coalinga (Ms 6.5), et déformation sur le pli suite à 1000 séismes a et b avec rupture en surface suivant le cas d'El Asnam (1980, Mw 7.3) et c et d pour un rupture sismique aveugle (Stein et King, 1984).

Les ruptures des séismes d'Ain Temouchent ou de Mascara sont associées à ce type de déformation sur des pli-failles actifs. Les déformations de surface de ces deux séismes modérés peuvent être considérées comme la déformation engendrée par une rupture sur un

segment de faille d'un système de ruptures plus complexes. Le séisme de Zemmouri 2003 avec celui d'El Asnam 1980 illustrent des exemples de ruptures sur différents segments de faille avec parfois des directions et pendages différents. Bien que les ruptures d'Ain Temouchent 1999 et de Mascara 1994 n'ont pas atteint la surface, les failles associées et la tectonique (géologie) des plis en surface indiquent le potentiel pour un fort séisme. Un séisme de magnitude plus importante généré sur plusieurs segments de faille engendrerait des ruptures visibles en surface et une déformation de plus grande ampleur comme pour le cas du séisme d'El Asnam ou encore pour celui de Zemmouri. Même si pour ce dernier seule une partie de la déformation était visible en raison de sa localisation en mer (voir chapitre III). Par ailleurs, la complexité de la déformation en surface que l'on peut caractériser par l'InSAR traduit la complexité des ruptures sismiques en profondeur. Comme l'on a pu le voir pour le

traduit la complexité des ruptures sismiques en profondeur. Comme l'on a pu le voir pour le séisme de Zemmouri, la distribution des déformations de surface en deux patches révélait un caractère d'une rupture également en deux patches en profondeur traduisant une propagation bilatérale de la rupture. Pour El Asnam, le modèle InSAR est fidèle à la répartition de la déformation observée en surface et l'étendue de la zone des répliques du séisme de 1980 (Yielding et al., 1989).

La comparaison entre ces différents cas de séismes (forts et modérés) et des déformations qu'ils engendrent illustre bien la nécessité d'une réévaluation de l'aléa et du risque sismique dans l'Atlas Tellien, notamment dans des régions qui ne sont pas connues pour avoir été affectées par des séismes forts mais où des structures en pli-failles actifs sont présentent et susceptibles de produire de forts séismes. Ceci s'applique notamment à des plis comme celui du Sahel qui s'étend à l'Est d'Alger sur une longueur ~ 70 km et qui est capable de produire un séisme de forte magnitude (M>7). Il est ainsi important d'intégrer les zones en pli-failles potentiellement actives dans la zonation sismique et le calcul probabiliste et déterministe de l'aléa sismique en Algérie.

CONCLUSION GENERALE

Ce travail de thèse consiste en une étude systématique de tous les séismes de magnitude supérieure à cinq dans les régions de l'Atlas tellien et du Rif, et susceptibles d'avoir induit une déformation de surface potentiellement détectable par l'interférométrie radar. Même si les cas traités n'étaient à priori pas des cas idéaux pour l'application de l'InSAR (faible cohérence, magnitude modérée, failles cachées ou aveugles, manque de données...etc.), les résultats obtenus ont permis de connaître, pour la première fois et avec précision, le champ de déplacement induit par des séismes qui n'engendrent pas des évidences de rupture cosismiques claires sur le terrain. Par ailleurs, l'analyse et la modélisation des interférogrammes ont permis d'avoir de meilleures contraintes sur la distribution spatiale des déformations cosismiques, d'observer des complexités non observées auparavant, et d'identifier les failles sismogènes responsables des séismes majeures survenus dans l'Atlas tellien et le Rif au cours de ces deux dernières décennies depuis l'avènement des méthodes InSAR.

Parmi tous les séismes de magnitude Mw > 5 qui ont été étudiés, les résultats InSAR présentés dans cette thèse concernent les séismes modérés d'Ain Temouchent, 1999 (Mw 5.7); de Mascara, 1994 (Mw 5.7) et d'El Hoceima, 1994 (Mw 5.9) ainsi que les événements de forte magnitude d'El Hoceima (2004, Mw 6.4) et de Zemmouri (2003, Mw 6.8). D'autres séismes ont été traités comme ceux de Beni Ourtilane du 10-11-2000 (Mw 5.6), de Laalam (Mw 5.2) dans l'est de l'Algérie et celui d'Ain Benian (Ouest d'Alger) du 04-09-1996 (Mw 5.5). Les données SAR de ces trois derniers séismes n'ont pas permis de générer des interférogrammes ; cela du fait de la faible magnitude et d'un manque de cohérence notamment en raison de la forte topographie qui cause une diffraction du signal radar. En effet, les zones des séismes de Beni Ourtilane et de Laalam sont situées dans des régions montagneuses à fort gradient topographique. En ce qui concerne le séisme d'Ain Benian de 1996, sa localisation en mer combinée à sa magnitude modérée laisse envisager que la déformation est essentiellement dans le domaine marin et que la déformation à terre est plutôt faible.

Les résultats de l'InSAR pour le séisme de Zemmouri ont permis la mise en évidence du champ de déformation de ce séisme, qui confirme les observations de terrain tel que le soulèvement ou la répartition de la déformation selon deux maxima à l'Est et à l'Ouest de la zone épicentrale. L'analyse des franges des interférogrammes cosismiques, acquis en modes descendants et ascendants (selon deux angles de visées différents), a permis de projeter des contraintes sur la position de la faille responsable de ce séisme, et de déduire une proximité de cette dernière par rapport à la côte à une distance d'environ 10 km. Par ailleurs, la distribution du déplacement en profondeur déduite de la modélisation des franges montre bien une distribution bilatérale de la rupture en relation avec une faille inverse de direction NE-SW, avec un pendage d'environ 40° vers le NW. D'autre part, les interférogrammes ont également permis d'observer des complexités du champ de déformation à l'Ouest de la zone épicentrale. Cette déformation se traduit sur les interférogrammes par une inversion et un décalage de franges. Ceci reflète un déplacement horizontal de quelques centimètres sur la faille de Thénia qui pourrait avoir été induit par la propagation de la rupture sur la faille de Zemmouri. Cette observation ne fut rendue possible que grâce à l'InSAR. D'autres études InSAR récentes sur des séismes côtiers tels que le séisme de Niigata-Ken Chuetsu-Oki (Japon, Mw 6.8 ; Toda et al., in preparation), de San Simeon en Californie (2003, Mw 6.5 ; Wicks, 2006), montrent également des complexités du champ de déformation associées aux ruptures sismiques.

Dans le cas du séisme d'Ain Temouchent, les résultats InSAR ont montré toute l'efficacité de cette méthode quand un séisme souffrait d'un manque de données. En effet, en raison de l'absence de réseaux sismologiques locaux qui auraient pu fournir des enregistrements des répliques et une localisation du choc principal plus précise, la localisation de la zone déformée et la géométrie de la faille n'ont jamais été clairement identifiées auparavant. Dans ce cas, l'InSAR a permis de mettre en évidence le champ de déplacement cosismique, même pour un séisme modéré et l'étendue du champ de déformation cosismique a été clairement identifiée, ce qui permit de déterminer les dimensions de la rupture et sa géométrie. Les résultats de l'InSAR suggèrent que ce séisme est associé à une faille de direction NE-SW, de pendage d'environ 32° vers le NW en relation avec le pli-faille dissymétrique de Berdani (chapitre III-2, figure 3,), comparable à d'autres pli-failles observés dans le Nord-Ouest de l'Algérie comme celui de Sara El Maarouf (El Asnam). Ce dernier est lié au séisme de magnitude de 7.3 en 1980 à El Asnam. La faille identifiée à partir de l'InSAR et des investigations géologiques entreprises montrent que le séisme modérée d'Ain Temouchent de 1999 (Mw 5.7) pourrait en fait n'avoir cassé que sur une partie de la faille considérée (chapitre III-2, figure 2). Etant donné sa longueur, cette faille est donc susceptible de générer des séismes de plus fortes magnitudes, ce qui démontre la nécessité d'une réévaluation du risque sismique de la région de Ain Temouchent dont les catalogues sismologiques ne mentionnent pas de séismes destructeurs. Par ailleurs, des investigations géologiques et paléosismologiques du pli de Berdani s'imposent à présent pour essayer de dater les événements sismiques.

Le séisme de Mascara de 1994 a montré une zone de déformation dont la forme des franges est quasiment identique à celle du séisme d'Ain Temouchent de 1999, et ce en dépit de la large ligne de base temporelle qui a empêché d'avoir un interférogramme plus cohérent. Néanmoins, l'interférogramme calculé met en évidence la zone de déformation qui n'était pas bien localisée, et ce notamment en raison de l'absence d'un réseau sismique dense dans cette région (voir aussi les différentes localisations de l'épicentre sur la figure 2 du chapitre III-3). Les quelques franges observées laissent supposer que ce séisme est aussi associé à une faille de pendage vers le NW sur une faille située à la limite des monts des Beni Chougranes. Ce séisme serait donc comparable au séisme de Mascara de <u>1967</u>, et à la quasi-totalité des séismes de l'ouest de l'Atlas Tellien associés à des pli-failles actifs de direction NE-SW sans les bassins quaternaires de l'Atlas tellien. Ceci démontre encore une fois la nécessité d'une meilleure étude de l'ensemble des pli-failles des zones actives de l'Atlas Tellien qui produisent des séismes généralement modérés, mais qui peuvent être atteindre parfois de fortes magnitudes (Mw > 7).

L'application de l'InSAR aux séismes d'El Hoceima de 2004 et de 1994, a montré que l'analyse des interférogrammes acquis en modes ascendants et descendants et de leur modélisation permet d'avoir une très bonne contrainte sur les plans de rupture respectifs. En effet, le séisme d'El Hoceima de 2004 n'a pas induit de traces de surface et où une ambiguïté entre les deux plans (nodal et principal) subsistait en raison de l'orientation NE-SW et NW-SE des répliques. Ceci rendait l'identification et la caractérisation du plan de rupture difficiles à déterminer. L'analyse et la modélisation des résultats de l'InSAR ont pu aider à distinguer entre les deux solutions de faille et de déduire les paramètres de la rupture de 2004. Même si la direction et les dimensions de la rupture du séisme d'El Hoceima de 1994 étaient plus ou moins assez connues, l'InSAR a permis de mieux contraindre la localisation et les paramètres de la rupture de 1994. L'analyse conjointe de ces deux séismes a révélé que ces derniers étaient associés à deux failles aveugles conjuguées de direction NE-SW et NW-SE.

Le séisme d'El Asnam de 1980 étant le plus fort événement jamais enregistré en Afrique du Nord, il s'imposait donc de comparer la déformation de surface généré par ce séisme à celles déterminées par l'InSAR pour d'autres séismes modérés mais associés à des structures plissées comparables. A partir des connaissances sur les dimensions de la rupture et de sa géométrie, la déformation de surface modélisée par le biais des interférogrammes synthétiques montrent une distribution de franges assez comparables à celles du séisme de

183

Zemmouri de 2003. Ceci laisse supposer que dans l'ensemble, les déformations de surface engendrées par les séismes de l'Ouest de l'Atlas Tellien sont comparables en plus du systématisme de ces séismes quant à leurs mécanismes inverses et des failles sismogènes associées à des plis dissymétriques. La déformation de surface correspondante serait également distribuée dans son ensemble de manière similaire mais plus étendue.

En perspective, cette thèse montre qu'il est essentiel de traiter systématiquement l'ensemble des données SAR des séismes aussi bien modérés que fort en Afrique du Nord. Les différents cas traités sur cette région montrent que, même pour des séismes de magnitudes modérées (Mw < 6) localisés dans des zones de faible cohérence, il est possible de produire des interférogrammes montrant des franges de déformation. L'InSAR ayant déjà été efficacement utilisée pour l'étude de séismes de magnitude de 4.5 dans les montagnes de Zagros en Iran (Lohman & Simons, 2005), il serait donc nécessaire d'étendre l'utilisation de l'InSAR en Afrique du Nord à l'étude des séismes de magnitudes encore plus petites, en particulier dans les zones semi-arides telles que l'Atlas Saharien en Algérie (caractérisées par une sismicité de magnitudes faibles à modérées mais avec une très bonne cohérence). Par ailleurs, il serait indispensable d'entamer des études de PS-InSAR (Permanent Scatterer InSAR) qui permettraient de suivre les déformations lentes en utilisant des réflecteurs au sol dans des zones urbaines ou des réflecteurs posés sur le terrain. Ceci permettrait d'évaluer les déformations pré-sismiques, post-sismiques et inter-sismiques liées aux structures actives de l'Afrique du Nord. Par ailleurs des mesures GPS en continu permettraient d'avoir des points de contrôle au sol qui aideraient à mieux contraindre et vérifier les mesures de PS-InSAR.

Références bibliographiques :

- Ait Brahim, L., C. Nakhcha, B. Tadili, A. El Mrabet, et N. Jabour, 2004a, Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the February 24th, 2004 Al Hoceima earthquake, *EMSC-Newsletter* 21, 10-12.
- Ait Brahim, L., B. Tadili, C. Nakhcha, I. Mouayn, M. Ramdani, M. Limouri, A. El Qadi F. Sossey Alaoui, et M. Benhalima , 2004b, Modeling in the Eastern Rif (Northern Morocco) Using Active Faults and Seismicity for the Strong Motion, *Pure and Applied Geophysics* 161, 10811091, 0033–4553/04/061081–11, doi: 10.1007/s00024-003-2487-9.
- Aki, K. et Richards, P.G. 1980, Quantitative seismology, Theory and methods, Vol.II, Freeman and Co.
- Akoglu, A. M., Cakir, Z., Meghraoui, M., Belabbes, S., El Alami, S., Ergintav, O et Akyüz,
 S. ,2006, The 1994-2004 Al Hoceima (Morocco) Earthquake Sequence: Conjugate fault ruptures deduced from InSAR, *Earth and Planetary Science Letters*, 252, 467-480.
- Alasset, P. J., Hébert, H., Maouche, S., Calbini, V., et Meghraoui. M., 2006, The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake (Mw = 6.9, Algeria); modelling and results, *Geophysical Journal International*, 166, 213-226.
- Ambraseys, N.N. et Vogt, J. 1988: Material for the investigation of the seismicity of the region of Algiers, *Eur. Earthquake Eng.*, 3, 16-29.
- Amelung, F. et Bell, J.W., 2003, Interferometric synthetic aperture radar observations of the 1994 Double Spring Flat, Nevada, earthquake (M5.9); main shock accompanied by triggered slip on a conjugate fault. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, 108, ETG 10-1.
- Anderson, E., M., 1951, The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain, Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Aoudia, A., Vaccari, F., Suhadolc, P. et Meghraoui, M., 2000. Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the Tell Atlas of Algeria. *Journal of Seismology*, 4, 79-98.
- Aoudia, A. et Meghraoui, M., 1995, Segmentation and block rotations along the North Africa plate boundary zone, European Union of Geosciences 8; oral and poster presentations. Blackwell Scientific Publications, Blackwell Scientific Publications, 170.
- Aoudia, K., Sarao, A., Bukchin, B. et P. Suhadolc, 2000, The 1976 Friuly (NE Italy) thrust earthquake: A reappraisal 23 years later, *Geophys. Res. Letters*, vol 27, 577-580, Ayadi, A.

and 22 authors (2003), Strong Algerian earthquake strikes near capital city, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, *84*, 561, 568,.

Ayadi, A., Maouche, S., Harbi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Oussadou, F., Mahsas, A.,
Benouar, D., Heddar, A., Rouchiche, Y., Kherroubi, A., Frogneux, M., Lammali, K.,
Benhamouda, F., Sebai, A., Bourouis, S., Alasset, P.J., Aoudia, A., Cakir, Z., Merahi, M.,
Nouar, O., Yelles, A., Bellik, A., Briole, P., Charade, O., Thouvenot, F., Semane, F., Ferkoul,
A., Deramchi, A. et Haned, S.A., 2003, Strong Algerian earthquake strikes near capital city. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 84, 561, 568.

- Ayadi, A. C. Dorbath, F. Ousadou, Chikh, M., Bounif, A., et Meghraoui, M., 2008, The Zemmouri earthquake rupture zone (Mw 6.8, Algeria): Aftershocks sequence relocation, seismic tomography and 3D velocity model. *In revision at JGR*.
- **Ayadi, A., Ousadou, A.F., Bourouis, S. et Benhallou, H.,** 2002, Seismotectonics and seismic quietness of the Oranie region (western Algeria); the Mascara earthquake of August 18th 1994, Mw = 5.7, Ms = 6.0. *Journal of Seismology*, 6, 13-23.
- Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C. etd Stein, S., 1989, Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, 94, 5585-5602.
- Argus, D.F., et Gordon, R.G., 1991, No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1: Geophysical Research Letters, v. 18, p. 2039-2042.
- Bao, M., Brüning, C. et Alpers, W., 1997. Simulation of ocean waves imaging by an along-track interferometric synthetic aperture radar, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 35, 618-63.
- Bao, M., Alpers, W. et Brüning, C., 1999. A new nonlinear integral transform relating ocean wave spectra to phase image spectra of an along-track interferometric synthetic aperture radar, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 37, 461-466.
- Bamler, R. and Hartl, P., 1998, Synthetic aperture radar interferometry, *Inverse Probl.*, 14, 1– 54.
- **Bamler, R.,** 2000, Principles of synthetic aperture radar, Space techniques for environmental risks. Kluwer Academic Publishers, Kluwer Academic Publishers, 147-157.
- Benhallou, H., 1985, Les catastrophes sismiques de la région d'Echelif dans le contexte de la sismicité de l'Algérie. USTHB. Alger. *Thèse d'Etat* : 294 p.

- **Benouar, D.,** 1993. The seismicity of Algeria and Asjacent Regions During the Twentieth Century, Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London, 712 pp.
- Benouar, D., Aoudia, A., Maouche, S. et Meghraoui, M., 1994, The 18 August 1994 Mascara (Algeria) earthquake; a quick-look report. *Terra Nova*, 6, 634-638.
- Bezzeghoud, M., et Buforn, E. 1999, Source parameters of the 1992 Melilla (Spain, Mw 4.8), 1994 Alhoceima (Morocco, Mw 5.8) and 1994 Mascara (Algeria, Mw 5.7) earthquakes and seismotectonic implications, *Bulletin of Seismological Soceity of America* 89, 359–372.
- Biggs, J., Bergman, E., Emmerson, B., Funning, G., Jackson, J., Parsons, B., Wright, T. 2006, Fault Identification for Buried Strike-Slip Earthquakes using InSAR: The 1994 and 2004 Al Hoceima, Morocco Earthquakes. *Geophysical Journal International* 166 1347-1362
- Bilham, R. et King, G.C., 1989. Slip distribution and oblique segments of the San Andreas Fault, California; observations and theory, Proceedings of Conference XLV; a workshop on Fault segmentation and controls of rupture initiation and termination. U S, U S, 80-93.
- Byerlee, J. 1978, Friction of rocks: Pure and Applied Geophysics 116 615–626.
- Borges, J.F., Fitas, A.J.S., Bezzeghoud, M., et Teves, C.P., 2001, Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area: Tectonophysics, v. 331, p. 373-387.
- Borges J. F., Bezzeghoud, M., Buforn, E., Pro, C. et Fitas, A., 2007. The 1980, 1997 and 1998 Azores earthquakes and its seismotectonic implications. *Tectonophysics*, 435, 37-54.
- **Boudiaf, A.,** 1996, Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie): Utilisation des modèles numériques de terrain (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives: contribution à l'évaluation de l'aléa sismique. Université de Montpellier II. Thèse de doctorat : 274p.
- **Bouhadad, Y.**, 2007, Dynamique récente et actuelle de quelques tronçons de la chaine tellienne: Geologie des failles actives et aléa sismique. Doctorat en Sciences .Thesis, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, 242 pp.
- **Bouhadad, Y.,** 2001. The Murdjajo, Western Algeria, fault-related fold: Implications for seismic hazard. *Journal of seismology*, 5, 541-558.
- **Bouillin, J.P., Durand, D.M., et Olivier, P.**, 1986, Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs; distinctive features, genesis and development stages, The origin of arcs: Amsterdam, Netherlands, Elsevier.
- Bounif, A., Haessler, H. et Meghraoui, M. 1987, The Constantine (Northeast Algeria) earthquake of October 27, 1985; surface ruptures and aftershock study. *Earth and Planetary Science Letters*, 85, 451-460.
- Bounif, A., Dorbath, C., Ayadi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Laouami ,N., Frogneux, M., Slimani, A., Alasset, P. J., Kharroubi, A., Ousadou, F., Chikh, M., Harbi, A., Larbes, S et Maouche, S., 2004, The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8; relocation and aftershock sequence analysis, *Geophys. Res. Letters* 31, L19606, doi:10.1029/2004GL020586.
- Braunmiller, J., et Bernardi, F., 2005, The 2003 Boumerdes, Algeria earthquake; regional moment tensor analysis, *Geophys. Res. Letters*. 32, L06305, doi:10.1029/2004GL022038.

Bro, R. et De Jong, S. 1997 A fast non-negativity constrained least squares algorithm, J. Chemom., 11, 393-401

- Buforn, E., Bezzeghoud, M., del Fresno, C., Borges, J. F., Madariaga, R., et Udías, A., 2005, Study of the fracture process of Al Hoceima earthquake (24/02/2004, Mw=6.2) from regional and teleseismic data, *Geophysical Research Abstracts* 7, 05301, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-05301
- Buforn, E., Bezzeghoud, M., Udias, A., et Pro, C., 2004, Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications, Geodynamics of Azores-Tunisia, Volume 161;
 3: Basel, Switzerland, Birkhaeuser Verlag, p. 623-646.
- Buforn, E., Coca, P., Udias, A. et Lasa, C., 1997, Source mechanism of intermediate and deep eathquakes in southern spain. *Journal of Seismology*, **1**, 113-130.
- **Buforn, E., Udias, A., et Colombas, M.A.**, 1988, Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary: Tectonophysics, v. 152, p. 89-118.
- Burgmann, R., Ayhan, E., Barka, A., Durand, P., Ergintav, S., Feigl, K., Gurkan, O., Hager,
 B., Hearn, E., Lenk, O., McClusky, S., Meade, B., Reilinger, R., Sarti, F., et Zschau, J.,
 2000, Geodetic studies of the 1999 Izmit-Duzce earthquake sequence, in AGU 2000 fall
 meeting, edited, p. 836, American Geophysical Union, Washington, DC, United States.
- Burgers, J., N. 1939 Proc. Kon. Ned. Akad. Westenschap, 42, 239-378
- Carnec, C., 1996, Interférométrie SAR differnetielle: application à la detection et au suivi de mouvements de terrain, 137p. *Thèse Univ. Paris 7*.
- **Cakir, Z.**, 2003, Analysis of the crustal deformation caused by the 1999 Marmara earthquake sequence using synthetic aperture radar interferometry, *thèse IPGP*. 116p.
- Cakir, Z., Akoglu, A.M., Belabbes, S., Ergintav, S., et Meghraoui, M., 2005, Creeping along the Ismetpasa section of the North Anatolian Fault (western Turkey); rate and extent from InSAR: Earth and Planetary Science Letters, v. 238, p. 225-234.
- Cakir, Z., Meghraoui, M., Akoglu, A. M., Jabour, N., Belabbes, S., Ait-Brahim, L., 2006, Surface deformation associated with the M (sub w) 6.4, 24 February 2004 Al Hoceima,

Morocco, earthquake deduced from InSAR; implications for the active tectonics along North Africa, *Bull. Seism. Soc. Am. 96*, 59-68.

- Calais, E., DeMets, C., and Nocquet, J.M., 2003 Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia-Eurasia-North America plate motions?: Earth and Planetary Science Letters, v. 216, p. 81-92.
- Calvert, A., Gomez, F., Seber, D., Barazangi, M., Jabour, N., Ait Brahim, L., et Demnati, A. 1997, An Integrate Geophysical Investigation of Recent Seismicity in the Al-Hoceima Region of North Morocco, *Bulletin of Seismological Soceity of America* 87, 637–651.
- Campbell, D.B., Jurgens, R.F., Dyce, R.B., Harris, F.S. and Pettengill, G.H., 1970. Radar interferometric observations of venus at 70-centimeter wavelength. *Science*, **170**, 1090-1092.
- Chiarabba, C., Amato, A., et Meghraoui, M. (1997), Tomographic images of the El Asnam fault zone, and the evolution of a seismogenic thrust-related fold, *J. Geophys. Research*, 102, 24 485 – 24 498.
- Cisternas, A., Dorel, J. et Gaulon, R., 1982. Models of the complex source of the El Asnam earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.72*, 2227-2244
- **Comninou M.A. et Dunders, J.**, 1975, The angular dislocation in a half space, J. Elasticity 5 203-216.
- **Corthier, X.,** 2000, Un MNT de haute résolution par interféromètrie radar, génération et validation, *Mémoire DEA ESGT*, 59p.

Crippa, B., Crosetto, M., Biescas, E., Troise, C., Pingue, F. et De, N.G., 2006, An advanced slip model for the Umbria-Marche earthquake sequence; coseismic displacements observed by SAR interferometry and model inversion. *Geophysical Journal International*, 164, 36-45.

- **Delacourt, C., Briole, P. etAchache, J.,** 1998. Tropospheric corrections of SAR interferograms with strong topography; application to Etna. *Geophysical Research Letters*, **25**, 2849-2852.
- **Delaney, P.T. et Pollard, D.D.,** 1981. Joints in host rocks adjacent to dikes, Geological Society of America, 94th annual meeting. Geological Society of America (GSA), Geological Society of America (GSA), 438.
- Delouis, B., Vallée, M., Meghraoui, M., Calais, E., Maouche, S., Lamalli, K., Mahsas, A., Briole, P., Benhamouda, F., et. Yelles, A., 2004, Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data, *Geophys. Res. Letters* 31, L18607, doi:10.1029/2004GL020687.
- De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., et Stein, S., 1990, Current plate motions, *Geophysical Journal International* 101, p.425-478.

- **DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., et Stein, S.**, 1994, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions: Geophysical Research Letters, v. 21, p. 2191-2194.
- Deverchere, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Lepinay, B., Bouillin, J.-.P, Gaullier, V., Bracene, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., Le Roy, P., Pauch, H. et Dan, G., 2005, Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake, *Geophys. Res. Letters*. 32, L04311, doi:10.1029/2004GL021646.
- **Di Agostino A.N., et Selvaggi, G.**, 2004, Crustal motion along the Eurasia-Nubia plate boundary in the Calabrian Arc and Sicily and active extension in the Messina Straits from GPS measurements: Journal of Geophysical Research.
- **Goldstein R M.**, 1995 Atmospheric limitations to repeattrack radar interferometry[J]. Geophysical Research Letters, 22(18): 2517–2520.
- Domzig, A., Yelles, K., Le, R. C., Deverchere, J., Bouillin, J. P., Bracene, R., Mercier, d. L.
 B., Le, R. P., Calais, E., Kherroubi, A., Gaullier, V., Savoye, B., et Pauc, H., 2006, Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise), in *Quelques developpements recents sur la geodynamique du Maghreb--Some recent developments on the Maghreb geodynamics*, edited, pp. 80-91, Elsevier, Paris, France.
- **Domzig, A.,** 2006, Déformation active (zone de rupture du séisme du 21/5/2003 et struturation tectonosédimentaire de la marge sous-marine ouest-algérienne, These Univ. De Bretagne Occidentale, 343p.
- Dorbath L., Y. Hahou, B. Delouis, C. Dorbath, J. Van Der Woerd, S. Badrane, M. Frogneux, H. Haessler, E. Jacques, M. Menzhi, et Tapponnier, P., 2005, Études sismologiques sur le séisme D'al Hoceima: Localisation, et mécanisme du choc principal et des répliques, contraintes et structure de la zone epicentrale, Colloque Intenational Seisme d'Al Hoceima: bilan et perspectives. 24-26 February 2005. Al Hoceima, Morocco.
- **Dupont, S. et Berthod, M.,** 1994, Interférométrie Radar et Déroulement de Phase, *Rapport de recherche n° 2344 INRIA*, 56p.
- **Durand, D.M., et Fontbote, J.M.,** 1980, Le cadre structural de la Mediterranee occidentale, Geologie des chaines alpines issues de la Tethys--Geology of the Alpine chains born of the Tethys, Volume 115: Paris, France, Bureau de Recherches Geologiques et Minieres (BRGM), p. 67-85.
- El Alami, S. O., B. Tadili, Cherkaoui, T. E., Medina, F., Ramdani, M., Ait Brahim, L., et Harnafi, M., 1998, The Al Hoceima earthquake of May 26, 1994 and its aftershocks: a seismotectonic study, *Annali di Geofisica* 41, N 4, pp. 519-537.

- Espinoza, A.F. et Lopez-Arroyo, A., 1984, Inconsistencies in the modiffied Mercalli intensities scales, El Asnam, Algeria, earthquake,Proc., Conf. Int. Sur la microzonation sismique, Ech Cheliff, Algeria. *Journal of seismology*, *I 10–12 Octobre*, 51–65.
- Farr, T. G., et Kobrick, M., 1998, The Shuttle Radar Topography Mission; a global DEM, in *Geological Society of America, 1998 annual meeting*, edited, p. 359, Geological Society of America (GSA), Boulder, CO, United States of America.
- Fialko, Y., Sandwell, D., Agnew, D., Simons, M., Shearer, P., et Minster, B., 2002, Deformation on nearby faults induced by the 1999 Hector Mine earthquake, *Science*, 297, 1858-1862.
- Feigl, K., L., 2004, Bilan scientifique du GDR INSAR (1997-2000) et du GDR STRAINSAR (2001-2004), Department of Terrestrial and Planetary Dynamics (UMR 5562),Centre National de la Recherche Scientifique, 41.
- Fielding, E. J., Wright, T. J., Muller, J., Parsons, B. E., and Walker, R., 2004, Aseismic deformation of a fold-and-thrust belt imaged by synthetic aperture radar interferometry near Shahdad, southeast Iran, *Geology 32*, 577-580.
- Frizon de Lamotte, D., et Bracene, R., 2000, Origin of intraplate deformation in the Atlas System of Algeria; from Jurassic rifting to Cenozoic-Quaternary inversions, in Continental collision and the tectonosedimentary evolution of forelands; mechanics of coupling and farfield deformation., Ceska Geologicka Spolecnost pri AV CR: Prague, Czech Republic. p. 229.
- Goldstein, R.M. et Werner, C.L., 1998, Radar Interferogram Filtering for Geophysical Applications. *Geophys. Res. Letters*, 25(21): 4035-4038.
- Graham, L.C., 1974. Synthetic interferometric radar for topographic mapping, *Proc. IEEE*, **62**, 763–68.
- Grimison, N.L., et Chen, W.P., 1986, The Azores-Gibraltar plate boundary; focal mechanisms, depths of earthquakes, and their tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*. B. 91(2): p. 2029-2047.
- Frizon de Lamotte, D., 1987, Un exemple de collage synmetamorphe: La deformation miocene des Temsamane (Rif externe, Maroc), *Bull. Soc. Geol. Fr.* 3. 337–344.
- Funning, G.J., Parsons, B., Wright, T.J., Jackson, J.A. et Fielding, E.J., 2005, Surface displacements and source parameters of the 2003 Bam (Iran) earthquake from Envisat advanced synthetic aperture radar imagery. *Journal of Geophysical Research*.
- Gens, R. et Vangenderen, J.L., 1996. SAR interferometry—issues, techniques, applications, *Int. J. Remote Sens.*, **17**, 1803–1835.

- Chinnery, 1961. M.A. Chinnery, The deformation of the ground around surface faults. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **51** (1961), pp. 355–372.
- Geological map of Bensekrane, 1/50000. Office national de Géologie, Ministry of mines (Algeria).
- Grimison, N. et Cheng, W., 1986, The Azores-Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depths of earthquakes and their tectonic implications, *Journal of Geophysical Research* 91, 2029-2047.
- Girardin, N., Hatzfeld, D. et Guiraud, R., 1977, La sismicite du Nord de l'Algerie. *Bulletin de la Societe Geologique de France*.
- Goldstein, R.M. et Zebker, H.A., 1987. Interferometric radar measurement of ocean surface currents, *Nature*, **328**, 707–709.
- Goldstein, R.M., Barnett, T.P. et Zebker, H.A., 1989. Remote sensing of ocean currents, *Science*, 246, 1282-1285.
- Goldstein, R.M. et Werner, C.L., 1998, Radar interferogram filtering for geophysical applications. *Geophysical Research Letters*, 25, 4035-4038.
- Hanssen R F, Wechwerth T M, Zebker H A, etd Klees, R. 1999; High-resolution water vapor mapping from interferometric radar measurements[J]. Science, 1999, 283: 1297–1299.
- Hanssen, R. F., 2001, Radar interferometry : Data Interpretation and Error Analysis. Kluvwer Academic Publishers.Dodrechet, 328p.
- Harbi, A., 2006, Evaluation de l'Aléa Sismique en Algérie du Nord par la Modélisation de l'Input Sismique dans les Zones Urbaines et l'Etablissement d'un Catalogue, *USTHB*, 222 pp.
- Hatzfeld, D., Besnard, M., Makropoulos, K. et Hatzidimitriou, P., 1993, Microearthquake seismicity and fault-plane solutions in the southern Aegean and its geodynamic implications. *Geophysical Journal International*, 115, 799-818.
- Hayward, N., Watts, A.B., Westbrook, G.K., et Collier, J.S., 1999, A seismic reflection and GLORIA study of compressional deformation in the Gorringe Bank region, eastern North Atlantic: *Geophysical Journal International*, v. 138, p. 831-850.
- Jabour, N., Kasmi, M., Menzhi, M., Birouk, A., Hni, L., Hahou, Timoulali,Y., Badrane,
 S.,2004, The February 24th, 2004 Al Hoceima earthquake, Eur.-Mediter. Seismol. Cent. Newsletter 21 pp 7-10.
- Johnson, K., M., Y.J. Hsu, P. Segall et S.B. Yu, 2001 Fault geometry and slip distribution of the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake imaged from inversion of GPS data. *Geophysical Research Letters* 28 11 (2001), pp. 2285–2288

- Kostrov, V.V., 1974, Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rocks, *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth*, *1*, Eng. Transl., 23-44.
- Kohlhase, A.O., Feigl, K.L. et Massonnet, D., 2003, Applying differential InSAR to orbital dynamics; a new approach for estimating ERS trajectories. *Journal of Geodesy*, 77, 493-502.
- Kampes, B., Hanssen, R., et Perski, Z., 2003, Radar interferometry with public domain tools, Proceedings of FRINGE 2003, December 1-5, Frascati, Italy.
- Kampes, B. ,2006, Radar Interferometry, Persistent Scatterer technique. Edition Springer, 211p.
- Laurence, G.A., van der Kooij, W.A.M., Mattar, K.E. et Farris-Manning, P.J., 1994. Progress in the Development of the CCRS Along-Track Interferometer, *Proceedings of IGARSS '94, Pasadena, California*, 2285-2287.
- Lohman, R.B. and Simons, M., 2005, Locations of selected small earthquakes in the Zagros Mountains. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems G (super 3)*.
- Legros, H., 1976 Quelques implications des modèles dislocatifs de sources sismiques, Thèse de Doctorat, Univ. Louis Pasteur, 100p.
- Maerten, F., Resor, P., Pollard, D. et Maerten, L., 2005, Inverting for slip on three-dimensional fault surfaces using angular dislocations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 1654-1665.
- Mauffret, A., Durand de Grossouvre, B., Dos Reis, A.T., Gorini, C. et Nercessian, A., 2000. Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (Western Mediterranean). Journal of Structural Geology, 23, 1701-1726.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksoz, M.N., et Veis, G., 2000, Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus: Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets, v. 105, p. 5695-5719.

- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben, S.D., et Tealeb, A., 2003, GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions: Geophysical Journal International, v. 155, p. 126-138.
- McKenzie, D.P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30,109-185.

- McKenzie, D.P., et Morgan, W.J., 1973, Evolution of Triple Junctions, Plate Tectonics and Geomagnetic Reversals: Freeman Co.; Reprint, W H.
- Mahsas, A; Lammali, K., Yelles, K., Calais, E., Freed, A., et Briole, P., 2008, Shallow afterslip following the 2003 May 21, $M_w = 6.9$ Boumerdes earthquake, Algeria *Geophysical Journal International* 172 (1), 155–166 doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03594.x
- Maerten, F., Resor, P., Pollard, D., and Maerten, L., 2005, Inverting for slip on threedimensional fault surfaces using angular dislocations, *Bull. Seismol. Soc. America* 95, 1654-1665.
- Maerten F., Maerten L., Pollard D. D., Lagalaye Y, 2007, Poly3D, a Boundary Element Method using Angular Dislocations for 3D Fracture and Fault Modeling, En preparation
- Maouche, S., 2002, Etude sismotectonique dans l'Algerois et les zones limitrophes de Cherchell-Gouraya. *FSTGAT. USTHB. Thèse de Magister* 130p.
- Masson, F., Chéry, F., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F., Ghafory-Ashtiani, M. Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data., Geophys. J. Int. Volume 160, Issue 1, Date: January 2005, Pages: 217-226.
- Massonet, D. et Rabaute, T., 1993, Radar interferometry: limits and potential, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **31**, 455-464
- Massonnet, D., et Feigl, K. L., 1998, Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface, *Reviews of Geophysics*, *36*, 441-500.
- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K., et Rabaute, T., 1993, The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry: Nature (London), v. 364, p. 138-142.
- Massonnet, D., et Sigmundsson, F., 2000, Remote sensing of volcano deformation by radar interferometry from various satellites, Remote sensing of active volcanism, Volume 116;: Washington, DC, United States, American Geophysical Union, p. 207-221.
- Mavko, G.M., 1982. Easy computation of static stress drop, slip, and moment on twodimensional heterogeneous faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 1499-1508.
- Medina, F., 1995, Present-day state of stress in northern Morocco from focal mechanism analysis. *Journal of Structural Geology*, 17, 1035-1046.
- Meghraoui, M., 1988, Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie: Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique; PhD dissertation, Orsay University – Paris XI, . 356 p.

- Meghraoui, M., 1991, Blind reverse faulting system associated with the Mont Chenoua-Tipaza earthquake of 29 October 1989 (north-central Algeria), *Terra Nova*, 3, p.84-93.
- Meghraoui, M., et Doumaz, F., 1996, Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam, Algeria, fault-related fold, *J. Geophys. Res. 101*, 17,617-617,644.
- Meghraoui, M., J. L. Morel, Andrieux, J. et Dahmani, M., 1996, Tectonique plio-quaternaire de la chaine tello-rifaine et de la mer d'Alboran; une zone complexe de convergence continent-continent, *Bull. Soc. Geol. France 167*, 141-157.
- Meghraoui, M., Maouche, S., Chemaa, B., Cakir, Z., Aoudia, A., Harbi, A., Alasset, P.-J., Ayadi, A., Bouhadad, Y., et Benhamouda, F., 2004, Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw=6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 may 2003, *Geophys. Res. Letters*, Vol. 31, L19605, doi:10.1029/2004GL020466.
- Mellors, R.J., Magistrale, H., Earle, P. and Cogbill, A., 2004, Comparison of four moderatesize earthquakes in Southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 2004-2014.
- Mezcua, J., et Rueda, J., 1997, Seismological evidence for a delamination process in the lithosphere under the Alboran Sea: Geophysical Journal International, v. 129, p. F1-F8.
- Mokrane, A., Aït Messaoud, A., Sebaï, A., Menia, A., Ayadi, A. and Bezzeghoud, M., 1994, Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique, Alger, Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique, Alger, 277.
- Morel, J.L., 1987, Evolution récente de l'orogène rifain et de son avant-pays depuis la fin de la mise en place des nappes (Rif, Maroc). *Thèse d'Etat, Univ. Orsay,* 584p.
- Morel, J.L. et Meghraoui, M., 1996, Goringe-Alboran-Tell tectonic zone; a transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary. *Geology (Boulder)*, 24, 755-758.
- Nocquet, J. M. et Calais, E., 2004, Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe, Pure & Appl. Geophys. 161, 661–681, 0033 – 4553/04/030661 – 21 Doi 10.1007/s00024-003-2468-z.
- Okada, Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.* 75, 1135–1154.
- Okada, Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space: *Bull. Seism. Soc. Am* 82, p. 1018-1040.
- Olson, J.E. et Pollard, D.D., 1991. The initiation and growth of en echelon veins. *Journal of Structural Geology*, 13, 595-608.

- Ouyed, M., Meghraoui, M., Cisternas, A., Deschamps, A., Dorel, J., Fréchet, J., Gaulon, R., Hatzfeld, D., et Philip, H., 1981), Seismotectonics of the El Asnam earthquake, *Nature* (London), 292, 26-31.
- Pathier, E., E. Fielding, T. Wright, R. Walker, B. Parsons et Hensley, S., 2006, Displacement field and slip distribution of the 2005 Kashmir earthquake from SAR imagery, *Geophys. Res. Letters*, vol 33, L20310, doi:10.1029/2006GL027193.
- Parsons, B., Wright, T., Rowe, P., Andrews, J., Jackson, J., Walker, R., Khatib, M., Talebian, M., Bergman, E. and Engdahl, E.R., 2006, The 1994 Sefidabeh (eastern Iran) earthquakes revisited; new evidence from satellite radar interferometry and carbonate dating about the growth of an active fold above a blind thrust fault. *Geophysical Journal International*, 164, 202-217.
- Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F. and Hudnut, K., 1996, Postseismic rebound in fault step-overs caused by pore fluid flow. *Science*, 273, 1202-1204.
- Philip, H., 1983, structural-analysis and interpretation of the surface deformations of the El-Asnam earthquake of october 10, 1980, *Tectonics* 2: 17.
- Philip, H., et Meghraoui, M., 1983, Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam earthquake of October 10, 1980, *Tectonics*, 2, 17-49.
- Polidori L., 1996, Cartographies radar. Gordon and Breach science publishers, 287p.
- Prati, C., and Rocca, F., 1994, DEM generation with ERS-1 interferometry, Geodetic theory today; third Hotine-Marussi symposium on Mathematical geodesy, Volume 114;: New York, NY, International, Springer-Verlag, p. 19-26.
- **Pritchard, M.E., Simons, M., Rosen, P.A., Hensley, S., and Webb, F.H.**, 2002, Co-seismic slip from the 1995 July 30 M (sub w) = 8.1 Antofagasta, Chile, earthquake as constrained by InSAR and GPS observations: Geophysical Journal International, v. 150, p. 362-376.
- Purcaru, G., et Berckhemer, H., 1978, A magnitude scale for very large earthquakes, Quantification of earthquakes, Volume 49; 3-4: Amsterdam, Netherlands, *Elsevier*, p. 189-198.
- Ramdani, M., Tadili, B., El Mrabet, T., 1989, The present state of knowledge on historical seismicity of Morocco, in: G. Payo, C. Radu and D. Postpischil (Eds.), Proceedings of the Symposium on Calibration of Historical earthquakes in Europe and Recent Developments in Intensity interpretation, European Seismological Commission, Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 257-279.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksoz, M.N., Barka, A.A., Kinik,I., Lenk, O., and Sanli, I., 1997, Global Positioning System measurements of present-day

crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone: Journal *of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, v. 102, p. 9983-9999.

- Resor, P. G., Pollard, D. D., Wright, T. J., et Beroza, G. C., 2005, Integrating high-precision aftershock locations and geodetic observations to model coseismic deformation associated with the 1995 Kozani-Grevena earthquake, Greece, J. Geophys. Res. 110, B09402, doi:10.1029/2004JB003263.
- Rodriguez, E. et Martin, J.M., 1992. Theory and design of interferometric synthetic-aperture radars, *Proc. IEEE*, 139-2, 147–59.
- **Rogers, A.E.E. et Ingalls, R.P.,** 1969. Venus; mapping the surface reflectivity by radar interferometry. *Science*, **165**, 797-799.
- Rosen, P.A., Hensley, S., Peltzer, G., Simons, M., 2004 Updated Repeat Orbit Interferometry package released, Eos Trans. AGU 85 -35.
- Rothé, J.P., 1950, Les Séismes de Kherrata et la simicité de l'Algérie. Publ. Serv. Carte.Geol.Algérie, 24, pp40.
- Ruegg, J.C., Kasser, M., Tarantola, A., Lepine, J.C. and Chouikrat, B., 1982, Deformations associated with the El Asnam earthquake of 10 October 1980; geodetic determination of vertical and horizontal movements. *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- Scharroo, R. et Visser, P., 1998, Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites, *Journal of Geophysical Research* 103-8113–8127.
- Schapiro, I. I., Pettergril, H. P., Ash, E., M., Ingalls, R. P., Campbel, D.B. et Dyce, R. B. 1972. Mercury's Perihelion Advance: Determination by radar. Physical. Review. Letter, Volume 28-24.
- Sella, G.F., Dixon, T.H., and Mao, A., (2002) REVEL; a model for recent plate velocities from space geodesy: *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*.
- Semmane, F., Campillo, M.et Cotton, F., 2005, Fault location and source process of the Boumerdes, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data, *Geophys. Res. Letters.* 32, L01305, doi:10.1029/2004GL021268.
- Sempere, J.C. et Macdonald, K.C., 1986. Overlapping spreading centers; implications from crack growth simulation by the displacement discontinuity method. *Tectonics*, **5**, 151-163.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P. et Gasperini, P. (2007). Kinematics of the western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanism and GPS data. *Geophysical Journal International*, 169, 1180-1200.
- Stein, R. et King, G., 1984, Seismic potential revealed by surface folding: 1983 Coalinga, California, Earthquake, *Science* 224, 869-872.

- Stein, R. et Yeats, R., 1989, Hidden Earthquakes: Large earthquakes need not take place along faults that cut the earth's surface; they can also nucleate along blind faults beneath folded terrain, *Sci. Am.*, 260 (6).
- Steketee, 1958. J.A. Steketee, On Volterra's dislocations in a semi-infinite medium. *Can. J. Phys.* 36 (1958), pp. 192–205.
- Stich, D., Ammon, C. J. et Morales, J., 2003, Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region, J. Geophys. Res. 108, NO. B3, 2148, doi:10.1029/2002JB002057.
- Stich, D., E. Serpelloni, F. Mancilla, et Morales, J., 2006, Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. Tectonophysics 426: 295-317.
- Teyssier, C., Tikoff, B. et Markley, M., 1995, Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology (Boulder)*, 23, 447-450.
- Talebian, M., Biggs, J., Bolourchi, M., Copley, A., Ghassemi, A., Ghorashi, M., Hollingsworth, J., Jackson, J., Nissen, E., Oveisi, B., Parsons, B., Priestley, K. and Saiidi, A. (2006). The Dahuiyeh (Zarand) earthquake of 2005 February 22 in central Iran; reactivation of an intramountain reverse fault. *Geophysical Journal International*, 164, 137-148.
- **Thomas, A. L.,** 1993, A three-dimensionnal, polygonal element, displacement dicontinuity boundary element computer with applications to fractures, fault, and cavities in the earth's crust., Master's thesis, Stanford University, 221 pp.
- Udias, A., Lopez, A.A. et Mezcua, J., 1976. Seismotectonic of the Azores-Alboran region. *Tectonophysics*, 31, 259-289.
- Vially, R., 1994, The southern French Alps Paleogene basin; subsidence modeling and geodynamic implications, Hydrocarbon and petroleum geology of France, Volume 4;: [location varies], Federal Republic of Germany, [publisher varies], p. 281-293.
- Vigny, C., Huchon, P., Ruegg, J.C., Khanbari, K., et Asfaw, L.M., 2006, Confirmation of Arabia Plate slow motion by new GPS data in Yemen: *Journal of Geophysical Research*.
- Wessel, P. et Smith, H. F., 1998, New, improved version of the Generic Mapping Tools Released, *EOS Trans. AGU*, 79, 579.
- Wells, D.L et Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974-1002.

- Wicks, C., 2006, Anomalous Surface Deformation Associated with the December 22, 2003 San Simeon Earthquake, *Geology*, *34 1, 5-8*.
- Wright, T.J., Lu, Z., et Wicks, C., 2004, Constraining the Slip Distribution and Fault Geometry of the Mw 7.9, 3 November 2002, Denali Fault Earthquake with Interferometric Synthetic Aperture Radar and Global Positioning System Data, *Bull. Seism. Soc. Amer.* 94, S175-S189.
- Yagi, Y., 2004, Source process of large and significant earthquakes in 2003, edited by http://iisee.kenken.go.jp/cgi-bin/large quakes/recent.cgi, IISSE, Japan.
- Yoffe, E., 1959 Angular dislocation philosophical, Philosophical Magazine, 5, 161-175.
- Yielding, G., Ouyed, M., King, G. C. P. et Hatzfeld, D., 1989, Active tectonics of the Algerian Atlas mountains-Evidence from aftershocks of the 1980 El Asnam earthquake, *Geophys. J. Int. 99*, 3, 761-788.
- Zebker, H.A. et Goldstein, R.M., 1986. Topographic mapping from interferometric SAR observations, *J. Geophys. Res.*, **91**, 4993-4999.
- Zebker, H.A. et Villasenor, J., 1992. Decorrelation in interferometric radar echoes, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **30**, 950-959.
- Zisk, S.H., 1972a. Lunar Topography; First Radar-Interferometer Measurements of the Alphonsus-Ptolemaeus-Arzachel Region. *Science*, **178**, 977-980.
- Zisk, S., H. 1972b. A new, Earth-based radar technique for the measurement of lunar topography. *The Moon*, 4, 296-306.
- Zebker, H. A., J. F. Vesecky, et Q. Lin (1994), Phase wrapping through fringe-line detection in synthetic in synthetic aperture radar interferometry, *Appl. Opt.*, *33*, 201–208.
- Zebker H A, Rosen P A, Hensley S., 1997 Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps[J]. Journal of Geophysical Research, 102(B4): 7547–7563.

ANNEXES

ANNEXES

Je présente dans cette partie un article publié dans la revue Earth and Planetary Science Letters (EPSL) : (Cakir, Z., A. M. Akoglu, S. Belabbes, S. Ergintav, M. Meghraoui, 2005) m'avait permis de m'initier aux techniques de traitement SAR et d'aborder le cas des déformations lentes mesurées par interférométrie radar. Celui-ci traite de l'application de l'InSAR à une section en fluage sur le segment de Gerede de la faille Nord Anatolienne (Turquie). L'InSAR a permis d'observer des mouvements lents sur ce segment et d'en mesurer le taux de fluage qui est de 8 ± 3 mm/an.

[Signalement bibliographique ajouté par : SICD Strasbourg - Département de la Documentation électronique Service des thèses électroniques]

Creeping along the Ismetpasa section of the North Anatolian fault (Western Turkey): Rate and extent from InSAR

Ziyadin Cakira, Ahmet M. Akoglub, Samir Belabbesa, Semih Ergintavc, and Mustapha Meghraoui

Earth and Planetary Science Letters, 2008, Vol. 238, N° 1-2, Pages 225-234

Pages 202-211 :

La publication présentée ici dans la thèse est soumise à des droits détenus par un éditeur commercial.

Les utilisateurs de l'ULP peuvent consulter cette publication sur le site de l'éditeur : <u>http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.044</u>

La version imprimée de cette thèse peut être consultée à la bibliothèque ou dans un autre établissement via une demande de prêt entre bibliothèques (PEB) auprès de nos services : <u>http://www-sicd.u-strasbg.fr/services/peb/</u>





