

RÉSUMÉ DES THÈSES DE DOCTORATS D'ISTERRE

Congrès des doctorants
Année universitaire 2012 - 2013

**18 et 19 juin
2013**

**Centre Le Fau
Roissard, Isère**



Congrès des doctorants 2013 :

Résumés des thèses de doctorats d'ISTerre.

Introduction

Au nom de la Science, Salut,

L'ouvrage inégalable et inégalé que vous venez d'ouvrir contient un échantillon des sujets de thèses actuellement en préparation au laboratoire ISTerre. Échantillon seulement, car malgré notre motivation, notre jovialité mêlée d'enthousiasme et d'une pointe de sérieux aussi piquante que les moustiques de l'île d'Amour début juin (quand le printemps a été humide, comme en cette année 2013), nous ne sommes hélas pas parvenus à réunir les résumés des sujets de recherche de tous nos jeunes enseignants-chercheurs en formation ¹.

Ce n'est pas faute d'avoir essayé, pourtant, et les innombrables courriels que nous avons envoyés aux étudiants, permanents ou chefs d'équipes peuvent en témoigner. La seule explication logique qui ait pu passer l'épreuve du rasoir d'Ockham est que les dits mails ont tous été aspirés dans une faille spatio-temporelle ². Nous rappelons en effet que la participation au congrès est obligatoire pour tous les doctorants, et nous savons que tous parmi nous ont à cœur de remplir leurs devoirs avec le sérieux qu'un vrai scientifique doit montrer.

Nous espérons tous que cette quatrième édition du congrès des doctorants d'ISTerre permettra à tous les ISTerriens (et à d'autres) de se familiariser avec l'ensemble des thèmes de recherche abordés dans notre beau laboratoire dont la renommée étincelle au firmament des laboratoires de géoscience de l'Hexagone et du monde.

Ceci étant dit, place à la joie irremplaçable que peut fournir la lecture d'un tel ouvrage ! Lecteurs, ne voyez pas seulement ce livret comme un assemblage brut de savoir à l'état pur : il s'agit aussi d'une occasion unique de mettre un visage sur un nom, et un nom sur une thèse. À présent, vous saurez que Untel traite des données, que Bidule les assimile, que Machin est incollable sur les glissements de terrain, que Chose est la reine de Matlab et que Truc fait des L^AT_EX de ouf-malade.

Ces résumés ont été triés par équipes et par ordre alphabétique.

Tous nos remerciements à toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce livret, nous-mêmes, délégués étudiants, mais aussi les délégués des années précédentes qui nous ont transmis leurs travaux déjà réalisés, sur lesquels nous nous sommes fortement appuyés. Merci à tous les auteurs, c'est-à-dire (presque) tous les doctorants. Nous insistons sur la valeur de ce recueil, qui n'aura plus de prix lorsque nombre de ses contributeurs seront devenus des sommités dans leur domaine, et desquels vous pourrez dire "J'ai assisté à son premier congrès, lorsqu'il/elle n'y connaissait encore presque rien ", et vous brillerez en société.

Dans un souci de partage de la connaissance humaine, il est impératif que vous participiez vous aussi à la diffusion de cet ouvrage. Gratuit, élégant, il est la touche indispensable de culture qui manque à tous les foyers. Parlez-en autour de vous, distribuez-le dans le tram, tapissez-en les murs de votre chambre d'amis. Stagiaires recherchant des thèses, autres doctorants voulant lancer des collaborations, chercheurs, amis... Tous y trouveront leur compte.

*Les délégués étudiants d'ISTerre,
Vincent Clerc
Margaux Mouchéné
François Labbé
Anaïs Boué
Mélanie Noury
Gabrielle Hellio
Audrey Margirier*

¹Puisqu'il paraît que le terme "Thèsard" est péjoratif ... (Ah bon ? Et doctorant, ça ne passe pas ?)

²Une théorie suggère que les peintures de Lascaux sont en fait une tentative de retranscription de ces mails par un de nos lointains ancêtres, qui les aurait accidentellement reçus en rêve. Qui sait ?

Programme



Congrès des Doctorants ISTerre - ISTerre PhD Students Congress

18-19 Juin 2013, Roissard (38)

Mardi // Tuesday 18 Juin 2013			
8h	Rendez-vous devant ISTerre // Meeting in front of ISTerre building		
8h15	Départ en car // Bus departure time		
9h30	Arrivée à Roissard // Arrival in Roissard		
9h30 - 10h	Café // Ice-breaker		
10h - 11h	Tectonique, Relief et Bassins	Hervé GUILLON	Production de sédiments au pourtour d'un glacier et impacts du réchauffement climatique : apport de l'observation à l'aval du glacier des Bossons
		Isandra ANGEL	Quaternary glacier dynamics in the central Mérida Andes, Venezuela, deduced from cosmogenic ¹⁰ Be dating
	TRB / Failles	Margaux MOUCHENE	Dénudation et incision fluviale du méga-cône alluvial miocène de Lannemezan dans l'avant-pays nord-pyrénéen
		Camille DE LA TAILLE	Évaluation de l'activité sismotectonique quaternaire des failles du Jura méridional
11h - 12h	Failles	Bertrand POTIN	Tomographie, mohographie et localisation de séismes dans un modèle 3D : applications aux Alpes occidentales et aux Andes centrales
		Thomas REVERSO	Sismogénèse lors des déformations transitoires : les cas des glissements lents et des intrusions fluides
	Ondes	Anne BARNOUD	Imagerie géophysique des structures volcaniques par inversion jointe de données sismiques, gravimétriques et magnétiques : application à la Soufrière de Guadeloupe
		Vincent CLERC	Propagation sismo-acoustique, imagerie et monitoring via l'utilisation du bruit ambiant
		Christel MARCHICA	Calcul numérique pour la sismologie globale à basses fréquences
		Wei ZHOU	Influence of reflected waves on waveform inversion : toward a better understanding and usage of reflected wave in full waveform inversion
	Risques	Sebastian ARAUJO	Earthquakes localization in a 3D model and multiscale tomography : Application to the Ecuadorian and Central Andes
		Julie D'AMATO	Etude des processus de rupture conduisant aux éboulements rocheux
	Christelle SALAMEH	Prise en compte des coïncidences spectrales entre sol et bâti dans les évaluations de vulnérabilité et de risque sismique	
12h - 14h	Repas // Lunch		
14h - 15h30	Discussion : Qu'attendez-vous de la thèse ? (et autres questions) // Debate : What do you expect from a PhD thesis ? (and others issues)		
15h30 - 15h45	Pause // Coffee break		
15h45 - 16h45	Ondes	Marie MACQUET	Tomographie haute-résolution en ondes de surface de la croûte sous les Pyrénées
		Isabella MASONI	Analysis and inversion of surface waves in an oil and gas context
	Géophysique des Volcans	Anais BOUE	Fouille de données et prédiction des éruptions volcaniques
		Aurore CARRIER	Inversion jointe de données de déformation et de taux de sismicité pour inférer la variation des contraintes appliquées
16h45 - 17h	Géochimie 4D	Jing HE	The synthesis and characterization of bio/nanocomposites and application of the materials in water treatment (arsenic) and drug delivery system (antibiotics)

Mercredi // Wednesday 19 Juin 2013			
9h30 - 10h30	Risques	Afifa IMTIAZ	Effects of surface geology and geometry on amplification and variability of earthquake ground motion - Experimental and numerical approach
		Ismaël RIEDEL	An approach to seismic vulnerability assessment of existing buildings in moderate-to-low seismic hazard regions
		Johanes CHANDRA	Seismic response of soil structure system: Centrifuge and real data observation
	Failles	Iliana AGUILAR RAMOS	Etude des effets texturaux, géochimiques et minéralogiques associés à des séismes et des phénomènes connexes (tsunamis, liquéfaction) sur la sédimentation récente dans les Caraïbes sud-orientales (faille du Pilar)
10h30 - 10h45	Pause // Coffee break		
10h45 - 11h45	TRB	Walid HASSANEIN	The Late Aptian-Albian transgression in the Aghadir basin, Morocco
	Géodynamo	Simon CABANES	Etude expérimentale des interactions entre champ magnétique et écoulement d'un fluide en rotation.
		Gabrielle HELLIO	Reconstruction stochastique du champ archéomagnétique
		François LABBE	Assimilation de données dans un modèle quasi-géostrophique du noyau terrestre
11h45 - 12h	Questions diverses et clôture du Congrès // Other matters and Ending session		
12h - 14h	Repas // Lunch		
14h	Départ en car // Bus departure time		

Trombinoscope



Rachel ABRAHAMI



Iliana AGUILAR RAMOS



Isandra ANGEL-CEVALLOS



Sebastià ARAUJO



Amir ASNAASHARI



Anne BARNOUD



Pierre BOTTELIN



Anaïs BOUÉ



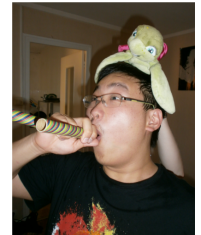
Pierre BOUÉ



Simon CABANES



Aurore CARRIER



Johanès CHANDRA



Vincent CLERC



Sirel COLÒN USECHE



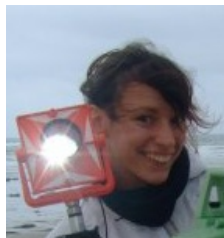
Julie D'AMATO



Baptiste DAZAS



Camille DE LA TAILLE



Hélène DELAVAUT



Alexis GRAND'HOMME



Hervé GUILLON



Oswaldo GUZMAN



Walid HASSANEIN KASSAB



Jing HE



Gabrielle HELLIO



Afifa IMTIAZ



Javed IQBAL



François LABBÉ



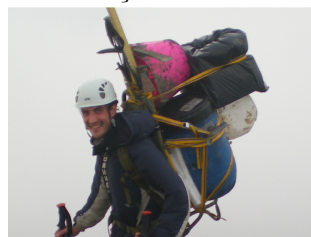
Romain LAFAY



Aurore LAURENDEAU



François LAVOUÉ



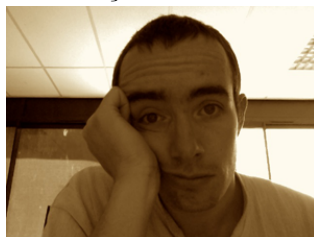
Jean LETORT



Ainhoa LINCOT



Marie MACQUET



Karim MALAMOUD



Christel MARCHICA



Audrey MARGIRIER



Isabella MASONI



Jonathan MERCIER



Margaux MOUCHENÉ



Zahra MOUSAVI



Mélanie NOURY



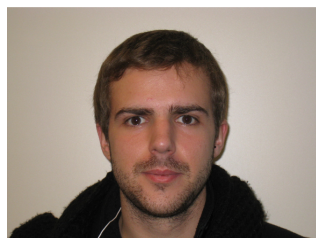
Chuck Norris



Anne OBERMANN



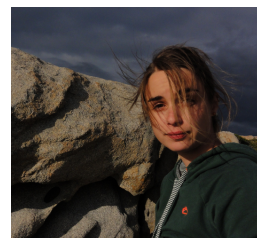
Fanny PONTON



Bertrand POTIN



Thomas REVERSO, un mec sympa

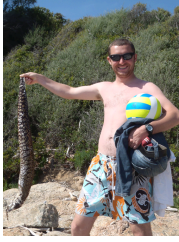


Julie RICHARD



Ismaël RIEDEL

Plus quelques inconnus...



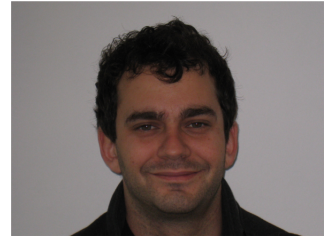
Matthieu RUPIN



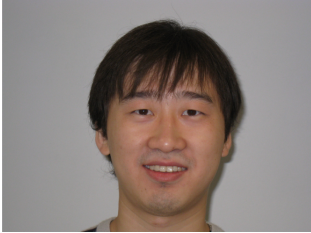
Christelle SALAMEH



Hilal OKSUZ TASAN



Paul WELLINGTON



Wei ZHOU

Table des matières

Introduction	4
Programme	5
Trombinoscope	6
Index des Auteurs	14
1 Équipe Cycle Sismique et Déformations Transitoires.	15
1. Earthquake depth estimations and study of the links between depth and seismic properties	16
2. Characterization of active fault behavior in eastern Iran using a combined geodetic (GPS and InSAR) and tectonic approach; implications on seismic hazard	18
3. Correction des effets atmosphériques en imagerie radar par fusion de données GPS Météorologiques : application au site test Chamonix Mont Blanc	20
2 Équipe Géochimie 4D.	23
1. Temporal change from young HIMU to EM1 source along the Pitcairn-Gambier chain	24
2. Hot spot, recycled crust and the Deccan-Réunion volcanic series	26
3 Équipe Géodynamo.	29
1. Etude expérimentale des interactions entre champ magnétique et écoulement d'un fluide en rotation.	30
2. Reconstruction stochastique du champ archéomagnétique	32
3. Assimilation de Données dans un modèle Quasi-Géostrophique du Noyau Terrestre	34
4. Forward model of anisotropy in the Earth's inner core	36
4 Équipe Géophysique des volcans	39
1. Fouille de Données et Prédiction des Eruptions Volcaniques	40
2. INVERSION JOINTE de DONNEES de DEFORMATION et de TAUX de SISMICITE pour inférer la VARIATION des CONTRAINTES APPLIQUEES.	44
5 Équipe Mécanique des Failles.	47
1. Étude des Effets Texturaux, Géochimiques et Minéralogiques Associées a des Séismes et des Phénomènes Connexes (Tsunamis, Liquéfaction) sur la sédimentation récente dans les Caraïbes Sud-orientales (faille du Pilar)	48
2. La sédimentation récente sur la marge nord-vénézuelienne (littoral central) : enregistrement superposé des instabilités d'origine climatique et à conséquences de l'activité sismique (glissements, tsunamis) . .	50
3. Evaluation tectonique des Failles Quaternaires du Jura Méridional	52
4. Tomographie, Mohographie et Localisation de séismes dans un modèle 3D : applications aux Alpes occidentales et aux Andes centrales	54
5. Sismogénèse lors des déformations transitoires : les cas des glissements lents et des intrusions fluides .	56
6. Mécanisme de Fluage des Failles Actives : apport des grands forages et expérimentation de laboratoire	58
6 Équipe Minéralogie et environnement.	61
1. Organisation de l'Eau et des Ions dans l'Espace Interfoliaire des Smectites	62
2. Étude de la Monazite comme Chronomètre et Traceur Géochimique des Minéralisations Hydrothermales	64
3. Partitionnement des Eléments Traces pendant les processus de serpentinitisation	66

7	Équipe Ondes et structures.	69
1.	Earthquakes Localization in a 3D Model and Multiscale Tomography: Applications to Ecuadorian and Central Andes	70
2.	Quantitative 4D Seismic Imaging in complex media using 2D Full Waveform Inversion	72
3.	Imagerie géophysique des structures volcaniques par inversion jointe de données sismiques, gravimétriques et magnétiques : application à la Soufrière de Guadeloupe	76
4.	Traitement d'Antenne et Corrélation de Bruit Ambiant : Applications Multi-échelles	78
5.	Propagation sismo-acoustique, imagerie et monitoring via l'utilisation du bruit ambiant	80
6.	Inversion des Formes d'Ondes Electromagnétiques pour les Données de Radar Géologique	82
7.	Tomographie haute-résolution en ondes de surface de la croûte sous les Pyrénées	84
8.	Calcul numérique pour la sismologie globale à basses fréquences	86
9.	Analysis and Inversion of Surface Waves in an Oil & Gas Context	88
10.	Imaging changes in a multiple scattering medium	90
10.1	Imaging changes in multiple scattering media	91
11.	Réverbération et Antennes Acoustiques	92
12.	Integration of prior information and Uncertainty Analysis in FWI: Extension to 3D geometry, integration of geological information, well information and VSP Data	94
13.	Influence of Reflected Waves on Waveform Inversion : toward a Better Understanding and Usage of Reflected Wave in Full Waveform Inversion	96
8	Équipe Risque.	99
1.	Seismic Response of Soil Structure System: Centrifuge and Real Data Observation	102
2.	Etude des Processus de Rupture conduisant aux Eboulements Rocheux	104
3.	Effects of Surface Geology and Geometry on Amplification and Variability of Earthquake Ground Motion Experimental and Numerical Approach	106
4.	Variabilité spatiale des mouvements sismiques et champs d'ondes en milieux complexes: Analyse et Modélisation	108
5.	Définition des Mouvements Sismiques au Rocher en Surface.	110
6.	DOWL: A Methodology for the Construction of the Location-Identity Split	112
7.	An Approach to Seismic Vulnerability Assessment of Existing Buildings in Moderate-to-Low Seismic Hazard Regions	114
8.	Prise en compte des Coïncidences Spectrales entre Sol et Bâti dans les évaluations de Vulnérabilité et de Risque Sismique.	116
9.	Testing Probabilistic Seismic Hazard Estimates Against Observations: Application In France Using Accelerometric Data	118
9	Équipe Tectonique, reliefs et bassins.	121
1.	Développement des mégafans himalayens modernes : un contrôle principalement tectonique ou climatique ?	122
2.	Production de sédiments en pourtour d'un glacier et impacts du réchauffement climatique : apport de l'observation à l'aval du glacier des Bossons	124
3.	River Terraces Formation in Venezuela and Albania: Morphotectonic and Chronologic Approach	126
4.	The Late Aptian-Albian Transgression In Aghadir Basin, Morocco	128
5.	Tectonique et Processus d'exhumation récente (1 – 8 Ma) des Cordillera Blanca et Negra, PérouCentral : Apports de la thermochronologie basse température et des isotopes cosmogéniques	130
6.	Structure and evolution of crustal duplex and nappe stacking.	132
7.	Dénudation et Incision fluviale du Méga-cône alluvial Miocène de Lannemezan dans l'avant-pays Nord-Pyrénéen	135
8.	Relations entre l'épaississement crustal et l'exhumation ancienne (supérieure à 50 Ma) dans les Andes du sud du Pérou.	137

Index des Auteurs

Équipe Cycle sismique et déformations transitoires

LETORT Jean, 16
MOUSAVI Zarha, 18
PONTON Fanny, 20

Équipe Géochimie 4D

DELAVALT Hélène, 24
MALAMOUD Karim, 26

Équipe Géodynamo

CABANES Simon, 30
HELLIO Gabrielle, 32
LABBÉ François, 34
LINCOT Ainhua, 36

Équipe Mécanique des failles

AGUILAR Iliana, 48
COLÓN Sirel, 50
DE LA TAILLE Camille, 52
POTIN Bertrand, 54
REVERSO Thomas, 56
RICHARD Julie, 58

Équipe Minéralogie et Environnement

DAZAS Baptiste, 62
GRAND'HOMME Alexis, 64
LAFAY Romain, 66

Équipe Ondes et structures

ARAUJO Sebastião, 70
BARNOUD Anne, 76
BOUÉ Pierre, 78
CLERC Vincent, 80
LAVOUÉ François, 82
MACQUET Marie, 84
MARCHICA Christel, 86
MASONI Isabella, 88
OBERMANN Anne, 90
RUPIN Matthieu, 92
WELLINGTON Paul, 94
ZHOU Wei, 96

Équipe Risques

BOTTELIN Pierre, 100
CHANDRA Johanes, 102
D'AMATO Julie, 104
IMTIAZ Afifa, 106
IQBAL Javed, 108
LAURENDEAU Aurore, 110
NORRIS Chuck, 112
RIEDEL Ismael, 114
SALAMEH Christelle, 116

TASAN Hilal, 118

Équipe Tectonique, reliefs et bassins

ABRAHAMI Rachel, 122
GUILLON Hervé, 124
GUZMAN Oswaldo, 126
HASSANEIN Walid, 128
MARGIRIER Audrey, 130
MERCIER Jonathan, 132
MOUCHENÉ Margaux, 135
NOURY Mélanie, 137

Équipe Géophysique des volcans

BOUÉ Anaïs, 40
CARRIER Aurore, 44

Chapitre 1

Équipe Cycle Sismique et Déformations Transitoires.

Sommaire

1.	Earthquake depth estimations and study of the links between depth and seismic properties	16
2.	Characterization of active fault behavior in eastern Iran using a combined geodetic (GPS and InSAR) and tectonic approach; implications on seismic hazard	18
3.	Correction des effets atmosphériques en imagerie radar par fusion de données GPS Météorologiques : application au site test Chamonix Mont Blanc	20

1. Earthquake depth estimations and study of the links between depth and seismic properties

Jean Letort¹ Fabrice Cotton, Jocelyn Guilbert²
Cycle sismique et déformation transitoire
3^e Année, Soutenance prévue en 2014

Improving earthquakes depth estimations

We have investigated the possibility to estimate the depths of earthquakes of moderate magnitude (between 3.5 and 5.5) from the teleseismic data, using those of the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization (CTBTO) monitoring system. To face new problems that arise from the weakness of the magnitudes we want to deal with (high frequency content, weak signal-to-noise ratio, few recordings), two methods were developed. First, a depth-phase recognition method is applied that is based on a new improved cepstral analysis, to constrain the depth. In addition to this approach, we developed a focal mechanism inversion that uses a genetic algorithm that focuses on depth resolution through an envelope-fitting procedure and adapted reproduction and mutation functions. For instance, the teleseismic depth of the recent Corsica earthquake (France, July 7, 2011) was estimated at about 27 km using teleseismic data, while regional depth inversions do not provide any constraints and show a shallower depth of ca. 10 km. The new constrained focal depth also has a direct impact for regional tectonic studies, as it implies that this earthquake occurred in the continental crust. Using these methods and the CTBTO seismic arrays, we show that it is possible to constrain the focal depth even for weak magnitude events such as the mb = 3.6 Ardche earthquake (France, August 3, 2011). In the case of the Po Plain earthquake (Italy, January 27, 2012, see 1.1), this provides another example of the great interest in teleseismic analysis, where the detection of the Moho reflected phase (pmP) showed without any doubt an upper-mantle event. We show that these new depth determinations improve our ability to understand the geological processes, as they provide complementary information on the source and are not affected by lateral crustal heterogeneities. In a second part, we have focused in a more systematic way on some interest areas. North Italy Po Plain focal depths have been first studied because this area is complex, the largest alluvial basin of northern Italy, characterized by anomalous propagation due to the variable thickness of quaternary alluvium. Recent seismicity studies proposed that a deeper subducting slab of Adriatic lithosphere could occur as well in this area and the question about

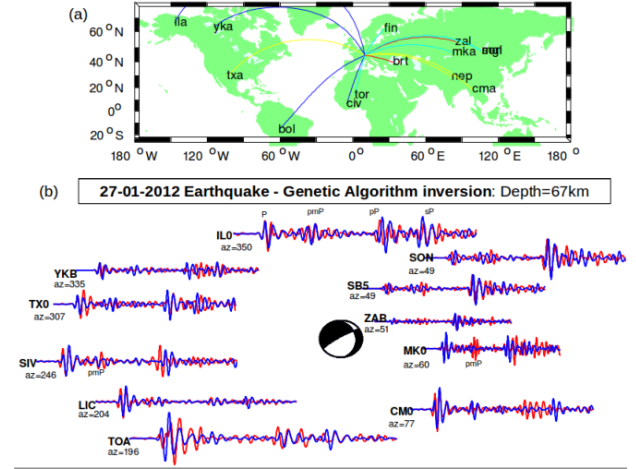


Figure 1.1: depth estimation and detection of Moho reflected waves (pmP) for the 27/01/2012 Po Plain event

the depth estimation resolution remained open. We have thus used teleseismic data to improve depth estimation as an independent check of the regional catalogs to reduce the epistemic uncertainties and pointing out some outliers. The slab hypothesis has been strengthened as well by the pmP detection (see 1.1). We have also focused on Peruvian earthquakes as we show some weakness in the regional catalogs, detecting crustal events where our depth estimations give without doubt subduction related events. Once again, teleseismic data allow better understandings of the tectonic process. Depth should be studied in the same way for Taiwan, Mexican, Equator, France earthquakes as well.

Understanding earthquake depth role for seismic properties

The role of depth on seismic properties, especially on stress drops, is still an open debate, some author claim they have noticed a depth dependency when other believe the observed effects should be regionally dependants and that depth has no effect. As we have noticed in the Po Plain area unusual seismicity with deep events and high effects on the ground motions, we have decided to study in this area the influence of depth on stress drops. We have focused on recent earthquakes for which good ac-

²CEA/DAM

¹jean.letort@ujf-grenoble.fr

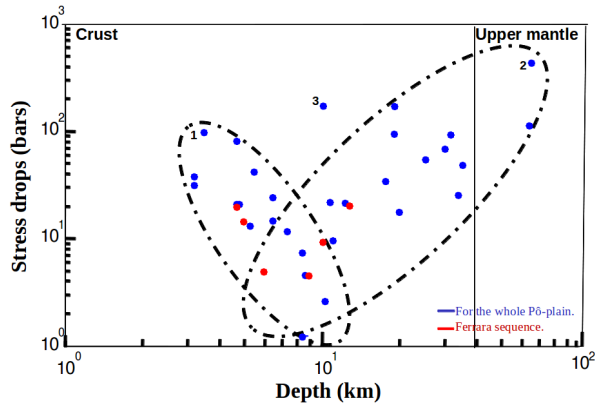


Figure 1.2: depth-stress drop relationship for Po Plain

celerometric data are available from INGV Milano. After a parametric inversion on these regional data to correct from path and site effects, source spectra were extracted, stress drop estimated and a correlation between depth and these stress drops has been pointed out, see 1.2. Hence, in the global aim of being able to predict ground motions, it seems that depth should be taken account in a more systematic way. But, in a second time, we have also shown very high trade-off between source and attenuation parameters which could make impossible to really isolate source effects in regional spectra, and the ability of such methods to estimate stress drop can be debated. Sites effects are shown to be stable (consistent with other recent studies in Switzerland or Japan), and the role of attenuation models (homogeneous, 1D, 3D) has been proved to play an important role in the source parameters estimations. Uncertainties on stress drop estimation as well as relationship with corner frequency, source duration and stress drop will be investigated.

Futur works

One ultimate objective, as we have shown the importance of teleseismic data, will be to develop joint inversion using regional and teleseismic data to estimate the whole source characteristics for moderate earthquakes, as regional data still contain more constraints on focal mechanism and magnitude. We will also focus on more general understanding of earthquakes properties; how in theory source properties should vary with depth? Are observations coherent with theory? Can we explain the trends of the observed depth distributions?

Publications

The 20 May, 2012 Emilia Earthquake, Italy and the Main Aftershocks: S-wave Attenuation, Acceleration Source Functions, and Site Effects. R.Castro, F.Pacor,

R.Puglia, G.Ameri, J.Letort, M.Massa, (accepted GJI).

High Frequency Directivity Effects: Evidence From Les Saintes Record Analysis. Y.Chen, J.Letort, F.Cotton and S.Drouet (submitted Journal of Seismology).

Moderate earthquake teleseismic depth estimations: new methods and use of the CTBT Organization network data. J.Letort, J.Vergoz, J.Guilbert, F.Cotton, O.Sebe, Y.Cano. (submitted BSSA).

Oral/Poster: AGU 2011 (San Francisco, USA)
 - SIGMA Scientific comitee 2011 (Paris,France) -
 AGU 2012 (San Francisco,USA) -journé du RAP 2012 (Hires,France) -SIGMA Scientific comitee 2012 (Aix en Provence,France)- JPGU 2013 (Tokyo,Japan) - CTBTO Science and technology 2013 (Vienna,Austria)

2. Characterization of active fault behavior in eastern Iran using a combined geodetic (GPS and InSAR) and tectonic approach; implications on seismic hazard

Zahra Mousavi¹, Andrea Walpersdorf, Erwan Pathier, Richard Walker²

Équipe Cycle Sismique et Déformations Transitoires
3^e Année, Soutenance prévue en 2013

The active tectonic in Iran are controlled by the northward motion of Arabia relative to Eurasia. This tectonic deformation is taken up in the folding and faulting belt like as Zagros, Alborz, Koppeh Dagh in the form of shortening and strike-slip displacement [Jackson & McKenzie]. In north of Iran, a V-shaped structure, located between the plateau of central Iran and the south Caspian basin, form Alborz range with NW-SE trending in the western and NE-SW trending in the eastern of it. On the other hands, the South Caspian Basin, an aseismic block, is likely moving northwestward relative to Eurasia and its motion is accommodating along its boundaries on Ashkabad and Astaneh-Shahrud fault systems. The Shahrud fault system is consists of several left-lateral faults from west to east: Astaneh, Abr, Khij, Jajarm and Cheshme-Nik faults [Hollingsworth et al., 2010; Javidfakhr et al 2011].

We obtained 2.51 mm/yr of left-lateral displacement across the eastern part of Shahrud fault system (Abr, Khij, Jajarm and Cheshmeh Nik) based on rigid block motion and 4-6.5 mm/yr of left-lateral based on the transient profile through GPS station both side of range by assuming the partitioning occurring in the eastern Alborz range. There is no available geologic slip rate for Jajarm and Cheshme-Nik fault but Javidfakhr et al., [2011] estimated the slip rates of about 34 mm/yr and 13 mm/yr for Abr and Khij faults, respectively. In this study we present the results of interseismic deformation measurement using Synthetic Aperture Radar interferometry (InSAR). We use the InSARsmall Baseline Subset technique (SBAS) technique [Berardino et al. 2002] to process 2 tracks of ENVISAT-ASAR images with a temporal span of 8 yr, from 2003 to 2010. We present the image data set, the multitemporal differential SAR interferometry (InSAR) processing strategy to increase signal to noise ratio, SBAS technique time series analysis and 2-D interseismic modeling based on line of sight (LOS) velocity map.

The raw radar images are processed to construct the interferograms and unwrap them. The resulting differential interferogram phase is related to the deformation signal, changes of tropospheric delay, orbital and DEM

errors and noise. Due to low slip rate of Doruneh fault it seems the atmospheric perturbation is the most important source of error in this area. We correct for the stratified part of tropospheric delay correlated with elevation using the observed phase-elevation correlation and a twisted plane to remove orbital errors. To increase the signal to noise ratio, another strategy could help to mitigate the atmospheric perturbation using other measurements based on external data (pressure, temperature and humidity) and extrapolated at higher elevations, such as Modis, Moris, and GPS network, meteorological models (like ERA). Large scale seasonal atmospheric correction will also be investigated using ERA-Interim meteorological model and GPS data. ERA-Interim is used to produce the tropospheric delay map for each date and interferogram (e.g. Doin et al, 2009, Jovilet et al. 2011). ERA-Interim covers the 1989-2001 time period with 4 time steps per day (0am, 6am, 12pm, 18pm) and a spatial resolution of 1.25. It includes a stratification layers based on 37 pressure levels with 25hPa interval. To investigate the long wavelength tectonic signal due to interseismic strain accumulation, a time series analysis is done based on the phase accommodation through time of the selected interferograms (Lopez-Quiroz et al. 2009). The constraint related to perpendicular baseline is introduced to take into account possible DEM errors.

After the time series analysis of InSAR data, the interseismic deformation modeling is done on the LOS mean velocity map to estimate the deformation pattern along this fault system. We did the simple modeling based on velocity profile from LOS velocity map using following assumption: 1) all deformation is fault parallel and horizontal. 2) Fault can be modeled as a buried infinite screw dislocation in an elastic half-space. 3) The half-space model is centered on the Shahrud fault system ($x=0$). We determine the slip rate and locking depth of the fault based on the Savage and Burford [1973]. We used the a parameter search over the ranges 110 mm/yr for slip rate and 135 km for locking depth, at 0.5 mm/yr and 0.5 km intervals respectively [Walter et al 2008]. Our best-fit model, corresponding to the minimum of RMS misfit, has a slip rate of 3.5-4 mm/yr and a locking depth of 5 km (Figure 1).

The parameter uncertainty was determined using Monte Carlo method by 100 restarts of inversion. At

²Department of Earth Sciences, University of Oxford, United Kingdom

¹Bureau 139, zahra.mousavi@ujf-grenoble.fr

each time, dataset is perturbed using a spatially realistic noise with the same statistical parameter (variancecovariance matrix) as InSAR data [Biggs et al., 2007] and the same parameter search on each data set has been done to find the best-fitting model.

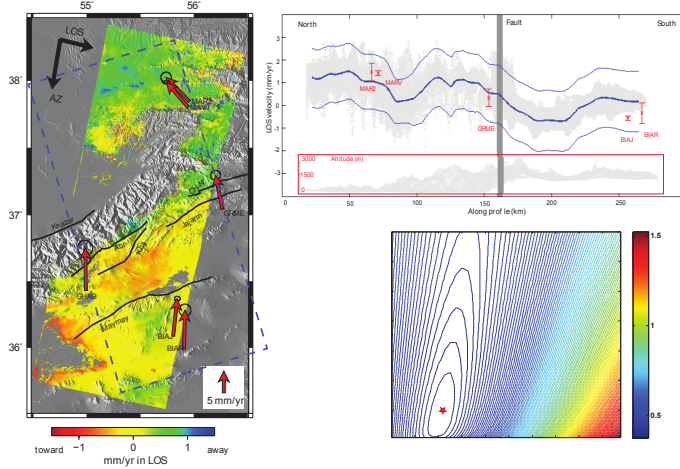


Figure 2.1: Left: Mean Velocity map of Track D020 in Line Of Sight (LOS) of satellite which is estimated from Time series analysis of unwrapped interferograms. Background is a shaded DEM (SRTM) and red arrays present the GPS velocity field of this area with respect to Eurasia. Right-up: Mean Line-Of-Sight velocity profiles (gray dots) with 2-sigma deviation (blue lines). Right-down: Solutionspace plot for our model showing results of Monte Carlo error analysis for track D020.

Our mean velocity map (Fig1) confirms the general left-lateral kinematics of the Shahroud fault system and simple 2-D model is able to fit the observations quite well and it. The inverted model parameters, while confirming the main characteristics of the fault, give new information insights into the seismic potential of the fault. At the regional scale, our slip rate and slip vector are in agreement with the other quantitative data available on the present deformation field [Mousavi et al 2013, Djamour et al. 2010]. Our model implies a left-lateral displacement across Shahroud fault system of 3.4-4 mm/yr and 5 km of locking depth. This implies that GHAB station is outside of the deformation zone of the fault and it can be used to resolve the slip rate on the Shahroud fault system. On the other hand, if we assume that the all 4mm/yr of left lateral displacement is accommodating on the southern range of the Alborz range, the Khazar trust is absorbing the shortening between central Iranian block and South Caspian block. This can be confirming that the eastern Alborz accommodate NS shortening by partitioning onto shortening across the thrust faults (Khazar thrust) and shear along strike-slip faults (Shahroud fault system)

Acknowledgements

We would like to thank the European Space Agency (ESA) for providing ENVISAT images. This work has been supported by National Cartography Center (NCC), geodynamic department.

Bibliographie

- Berardino, P., G. Fornaro, R. Lanari, and E. Santosti (2002), A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 40(11), 2375-2383.
- Biggs, J., T. Wright, Z. Lu, and B. Parsons (2007), Multi-interferogram method for measuring interseismic deformation: Denali fault, Alaska, *Geophys. J. Int.*, 170(3), 1165-1179.
- Doin, M. P., C. Lasserre, G. Peltzer, O. Cavalié, and C. Doubre (2009), Corrections of stratified tropospheric delays in SAR interferometry: Validation with global atmospheric models, *J. Appl. Geophys.*, 69, 3550.
- Hollingsworth, J., H. Nazari, J.F. Ritz, R. Salamati, M. Talebian, A. Bahroudi, R. Walker, M. Rizza, J. Jackson (2010b) Active tectonics of the east Alborz mountains, NE Iran: rupture of the left-lateral Astaneh fault system during the great 856 A.D. Qumis earthquake. *J. Geophys. Res.* 115, B12313.
- Javidfakhr, B., O. Bellier, E. Shabanian, L. Siame, L. Lanni, D. Bours, S. Ahmadian (2011) Fault kinematics and active tectonics at the southeastern boundary of the eastern Alborz (Abr and Khij fault zones): Geodynamic implications for NNE Iran, *Journal of Geodynamics*, 52, 290-303.
- Jackson, J., K. Priestley, M. Allen, M. Berberian (2002) Active tectonics of the South Caspian Basin: *Geophysical Journal International*, v. 148, p. 214-245.
- Jolivet, R., R. Grandin, C. Lasserre, M.-P. Doin, and G. Peltzer (2011), Systematic InSAR tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L17311, doi:10.1029/2011GL048757.
- Lopez-Quiroz, P., M.-P. Doin, F. Tupin, P. Briole, and J.-M. Nicolas (2009), Time series analysis of Mexico City subsidence constrained by radar interferometry, *J. Appl. Geophys.*, 69, 115.
- Savage, J. C., and R. O. Burford (1973), Geodetic determination of relative plate motion in central California, *J. Geophys. Res.*, 78, 8328-45.

3. Correction des effets atmosphériques en imagerie radar par fusion de données GPS Météorologiques : application au site test Chamonix Mont Blanc

PONTON Fanny¹, WALPERSDORF Andrea¹, TROUVE Emmanuel² et GAY Michel³.

Cycle sismique et déformations transitoires

3^e Année, Soutenance prévue en 2013

Introduction

The objective of this thesis was to develop original methods of fusion of information between interferometric SAR and continuous GPS data to correct the interferograms for the atmospheric perturbations and increase the measurement precision. The Argentière glacier has been selected as one target site, representative for a fast moving geophysical object by the EFIDIR project (Extraction and Fusion of Information for ground displacement measurements with Radar Imagery) described on the website: www.efidir.fr. For this project, the glacier have been equipped with different methods of monitoring. A local GPS network composed of two GPS stations implant directly in the ice at 2770 m (ARGG) and 2440 m (SERA) of altitude and two stations outside of the glacier. One on rock outcrops near the Argentière mountain hut at 2835 m (ARGR) of altitude and one in the town of Chamonix at 1121 m (CHMX) of altitude. SAR (Synthetic Aperture Radar) images, from high resolution observation satellites TerraSAR-X and Radarsat-2, covering our study area have been acquired since the end of the year 2007, and several corner reflectors have been installed to create strong point scatterers, in order to measure the displacement in textureless areas. After GPS analysis, i chose to exploit GPS positions to study Argentière displacement and to compare GPS results with SAR analysis results. GPS data providing in-situ displacement measurements, allowed us to know the ground thruth and to validate remote sensing results (Redpath et al., 2013). SAR interferometry (InSAR) is not feasible on the Argentière glacier, because InSAR is limited by loss of coherence, when precipitations, melt and wind change the surface state between two SAR images (Strozzi et al., 2002). So, i processed TerraSAR-X images by offset power tracking to found 2D displacement fields. The combination of ascending and descending couples acquired over a same period allowed occasionally 3D displacement fields to be inverted.

Processing

The GPS data analysis, in a network of 50 stations, was done with MIT's GAMIT/GLOBK software, and an average positions evaluated over 6 hour sessions. We calculated the displacement on 11 days. An average position was estimated on 4 sessions of one day and an other average position, 11 days later. We done the difference between both average values and normalized by 11 days to obtain a displacement per day. We applied this method with a sliding window translated everytime of 1 day. To determine a more accurate displacement, when TSX data were available, we done the difference at 11 day intervals between sessions coming close to the acquisition time of TSX images. Indeed, TSX image are acquired around 5:45 am in descending track and around 5:25 pm in ascending track. To be able to compare our two dataset in 2D, we projected GPS displacement measurement in SAR geometry.

SAR images analysis processed by offset power tracking method using the Zero Mean Normalized Cross Correlation (ZNCC) function. We used the processing chain of EFIDIR Tools, a software developped in the ANR EFIDIR project context. For one image couple, the slave image is co-registered with the master image on fixe parts. A window Ω_m is extracted from the master image around a pixel(i,j). For each position in a defined surrounding area, values of cross correlation function are calculated between Ω_m and a sliding windows translated of (p,q) Ω_s , of same size in the slave image. Coordinates of the cross correlation function maximum is the displacement vector. After projections in latitude and longitude, we obtained v_{LOS} and $v_{AZ.}$, the displacement in the line of sight direction and in azimuthal direction, projected to the ground but always in SAR geometry. When couples in ascending and descending track images acquired in the same time were available; the last step was to inverse a linear problem, using the the least squares method, to find 3D displacement field.

Results

In 2D, we found a good correlation between displacements resulting from SERA station analysis and from TerraSAR-X analysis. At a confidence level of 95%, the errors locate between 1.9 and 6.0 cm/day. Results are

³GIPSA-lab, INPG, Université Joseph Fourier, 961 rue de la Houille Blanche, 38402 Saint Martin d'Hères, France

²LISTIC, Polytech Annecy-Chambéry, Université de Savoie, BP 80439, 74944 Annecy-le-Vieux cedex, France

¹Bureau 240, pontonf@ujf-grenoble.fr.

in the same order, with smaller displacements in winter, when the weather is the colder and when precipitations fall as solid snow. We detected accelerations during the spring and biggest displacements after the middle of the year, in summer around the August month. During summer periods temperature are generally positives, and precipitations fall as rain. These two factors contribute to melt the surface glacier (Anderson et al., 2010). During surface melting period, large enough volumes of melt water are created to be drained until the ice bedrock interface. The lubricating effect of meltwater leads to accelerations of the glacier (Nienow et al., 2005). In 3D, figure 3.1 shows an example of 3D displacement field result.

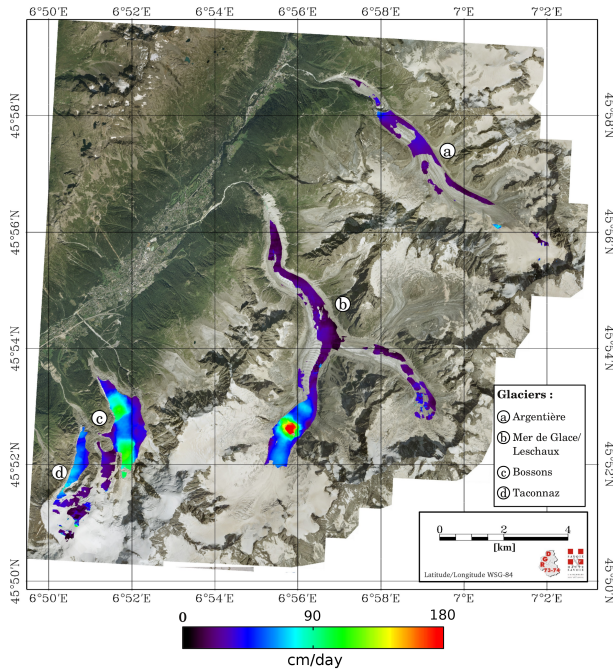


Figure 3.1: 3D displacement field on the Mont-Blanc massif, obtain by offset power tracking, between 14/08/2009 and 27/08/2009.

Figure 3.2, allows the comparaison between 3D displacement at the SERA station extracts from 3D SAR displacement fields and displacements from GPS results. At a confidence level of 95%, the error between GPS and SAR results located between 1.8 and 4.2 cm/day. The vertical component resulting of SAR images processing contains the glacier displacement and the change of glacier elevation due to the ablation; so especially in summertime, ablation can create a systematic error in displacement. The ablation estimation with degree day formula will be useful to improve the glacier displacement resulting from SAR result.

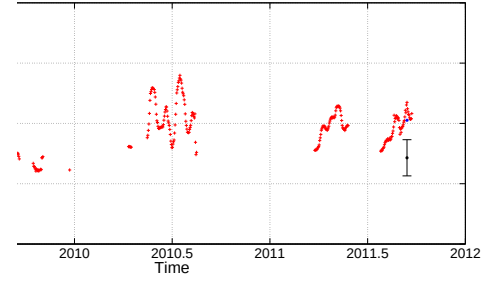


Figure 3.2: Displacement at SERA localization from TSX 3D displacement fields with errorbars (black stars). GPS displacement on 11 days (red crosses) and GPS displacement of 13 days separating each TSX couple pair (blue stars).

Bibliography

- Anderson, B., Mackintosh, A., Stumm, D., Georges, L., Kerr, T., Winter-Billington, A., and Fitzsimon, S. (2010). Climate sensitivity of a high-precipitation glacier in new zealand. *Journal of Glaciology*, 56, 114, 128.
- Nienow, P., Hubbard, A., Hubbard, B., Chandler, D., Mair, D., Sharp, M., and Willis, I. (2005). Hydrological controls on diurnal ice flow variability in valley glacier. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003-2012), 110(F4).
- Redpath, T., Sirguey, P., Kitzsimons, S., and Kaab A. (2013). Accuracy assessment for mapping glacier flow velocity and detecting flow dynamics from aster satellite imagery: Tasman glacier, new zealand. *Remote Sensing of Environment*, 133:90-101.
- Strozzi, T., Luckman, A., Murray, T., Wegmuller, U., and Werner, C.L. (2002). Glacier motion estimation using sar offset-tracking procedures. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 40(11):2384-2391.

Chapitre 2

Équipe Géochimie 4D.

Sommaire

-
- | | | |
|----|--|----|
| 1. | Temporal change from young HIMU to EM1 source along the Pitcairn-Gambier chain | 24 |
| 2. | Hot spot, recycled crust and the Deccan-Réunion volcanic series | 26 |
-

1. Temporal change from young HIMU to EM1 source along the Pitcairn-Gambier chain

Hélène Delavault^{1,2} Catherine Chauvel² et Alexander Sobolev²

Géochimie 4D

2^e Année, Soutenance prévue en 2014

Plume volcanism is one of the most puzzling features of present-day activities of the earth. The origin of this type of volcanism is matter of debate but it is generally agreed that its source is hot material containing some potentially recycled material. Most studies concentrate on strong plumes (Hawaii, Runion) but weaker plumes such as Polynesia or St Helena can provide complementary information.

Here we present geochemical data on samples coming from the Pitcairn-Gambier alignment in Polynesia. This chain consists of Mururoa (11.9-10.7 Ma), Fangataufa (11.5-9.6 Ma), Gambier (7.1-5.3 Ma) and Pitcairn Islands (0.95 Ma) as well as the Pitcairn seamounts (0.45 Ma). We report trace elements and Pb isotopic data on basaltic samples with $MgO > 7\%$ and we use these data to constrain the source of magmas and its evolution through time.

The most striking feature is the presence of Nb (and Ta) positive anomalies (defined as Nb/Nb^* with $Nb^* = (Th+La)/2$) in most lavas. In addition, the size of this Nb anomaly decreases with time: it equals 1.6-1.7 in Mururoa, Fangataufa and Gambier lavas; the value decreases to 1.2 in the younger Pitcairn Island and it is absent in the most recent lavas of Pitcairn seamounts. Because the size of the Nb anomaly is not correlated to MgO, its presence cannot be associated with fractionation of a mineral phase. We believe that it is a source feature because it correlates with Pb isotopic compositions that also decrease with time: $^{206}Pb/^{204}Pb$ is about 19.57 in Mururoa, 19.04 in Gambier, 18.31 in Pitcairn Island and finally only 17.71 in the Pitcairn seamounts.

To our knowledge, the only islands where positive Nb anomalies were observed are Tubuai and Mangaia, two HIMU Islands with $^{206}Pb/^{204}Pb > 21$ but in both islands, the size of the Nb anomaly never exceeds 1.5. The similarities between the trace element and isotopic characteristics of typical HIMU islands and the old islands in the Pitcairn chain suggest that they share a common origin but the lower Pb isotopic ratios observed in Mururoa,

Fangataufa & Gambier suggest a more recent enrichment of U and Th relative to Pb. Finally, both trace element and isotopic changes through time along the Pitcairn-Gambier chain suggest that the source that melted to produce the lavas, started with young HIMU characteristics and evolved with time to a clear EM1 type in the most recent volcanic products.

²ISTerre, 1381 Rue de la Piscine, 38041 Grenoble CEDEX 9

¹Bureau 310, helene.delavault@ujf-grenoble.fr,
http://isterre.fr/spip.php?page=auteur&id_auteur=292.

2. Hot spot, recycled crust and the Deccan-Réunion volcanic series

Karim Malamoud¹ Alexander V. Sobolev²

Géochimie 4D

3^e Année, Soutenance prévue en 2014

Recently, there has been a renewed interest in the study of Large Igneous Provinces (LIPs) and they have become the centre of major research projects (e.g. Sobolev et al, 2011). Their relevance is twofold. First, the magmatic processes capable of generating in the order of one million cubic kilometres of lava in a relatively short time (a few hundred thousand years) are still being debated. Second, the occurrence of LIPs has been linked to the mass extinction events that occurred throughout the history of our planet and the way LIPs might have contributed to or perhaps induced such tragedies has not yet been fully clarified (Wignall, 2001; Courtillot and Renne, 2003). Building on previous work by Alexander V. Sobolev and co-workers on crustal recycling within the Earth mantle, from subducted material to new erupted products (Sobolev et al, 2007) and considering the implications of this model on the scale of a LIP (Sobolev et al, 2011), this PhD project aims at studying and modelling the Deccan-Runion volcanic series. The Deccan Flood Basalts - or LIP - (67-65 Ma), Seychelles (65-62 Ma) and Mascarene Islands (60-0 Ma) trace the evolution of a single mantle plume from its initial plume head stage under thick continental lithosphere (India at the K/T boundary) to the recent hot spot (plume tail) stage under thinner oceanic lithosphere (Mascarene Islands). The ultimate goal of this PhD is to combine geochemistry, petrology and geodynamics in order to reconstitute, chemically then numerically, the birth and evolution of this geological object, from the mantle processes (the plume) and the interactions with the lithosphere (lithosphere delamination and thinning) to the consequences at the surface of the Earth (degassing, massive eruption, climate change and species extinction). The first and main event of the Deccan-Runion volcanic series, namely the Deccan traps, is generally considered to be the result of the impact of a rising plume with the lithosphere (e.g. Cox, 1980; Courtillot et al, 1999). This event alone (itself divided in two phases) generated between one and two million cubic kilometres of lava in probably less than a few 100 Kyr (Chenet 2006, Chenet et al, 2007) and matches the K/T boundary mass extinction (Courtillot

and Renne, 2003). If the catastrophic character of the Deccan Traps emplacement has been recognized (e.g. Chenet et al, 2007), another catastrophic event matches the K/T boundary and has also been invoked as a cause for the mass extinction: the Chicxulub impact in today's Mexico (Alvarez et al, 1980; Schulte et al, 2010). To what extent each event participated in the tragedy is a question that has not been clearly addressed. The global distribution of the Chicxulub impact-derived ejecta and its precise timing argue in favour of the extra-terrestrial cause (Schulte et al, 2010). On the other hand, new developments in the understanding of plume degassing prior to LIP eruption show that tremendous amounts of noxious gases, like CO₂ or HCl, can be released before any magma reaches the surface. Depending on the composition of the plume and the thickness of the lithosphere, the amounts of such gases may be large enough to induce catastrophic events (Sobolev et al, 2011). Our results suggest that the Deccan plume was carrying a significant amount of recycled crust. However, the volatile contents of olivine melt inclusions from both the Deccan Traps and the Réunion Island show much lower chlorine contents (MORB trend) than that of the the deadly Siberian traps. Among the prominent mass extinctions of all time, the K/T boundary ranks 3rd in terms of consequences on the biosphere behind the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) and the Siberian Traps. It probably shouldnt since the ocean chemistry shifted from Neritan to Cretan mode some 200 Myr ago. Since then, the oceans are somewhat buffered against acidification by deep-sea, unlithified carbonates thereby providing extra protection against such events (Ridgwell, 2005; Payne et la, 2010). At this point, it seems both the extra-terrestrial impact and the LIP are required to create the K/T extinction, wherein the impact would have pushed the already-perturbated-biosphere (Deccan Traps eruption) beyond an environmental tipping point. Nonetheless, in terms of environmental perturbation, the Chicxulub impact represents no more than a single eruption of the Deccan Traps. Only the rate at which it occurred (a few seconds for the impact versus about 100 years for a single eruption of the Deccan Traps) would have made a difference. It is likely that only this combination of a trap eruption and a large impact can explain the K/T mass extinction.

²ISTerre, CNRS, University Joseph Fourier, Maison des Géosciences, 1381 rue de la Piscine, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France. Max Planck Institute for Chemistry, 27 J.-J.-Becher-Weg, Mainz, 55128, Germany. V. I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, 19 ul. Kosygina, Moscow, 119991, Russia.

¹Bureau 301, karim.malamoud@gmail.com

Bibliography

- Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F. & Michel, H. V. (1980). Extraterrestrial Cause for the Cretaceous-Tertiary Extinction. *Science* 208, 1095-1108.
- Chenet, A.-L. (2006). Reconstruction de la structure de la squence ruptive des Traps du Deccan, Inde : consequences climatiques et environnementales. Equipe de Palomagnisme. Paris: Institut de Physique du Globe de Paris, 359.
- Chenet, A.-L., Quidelleur, X., Fluteau, F., Courtillot, V. & Bajpai, S. (2007). $40K - 40Ar$ dating of the Main Deccan large igneous province: Further evidence of KTB age and short duration. *Earth and Planetary Science Letters* 263, 1-15.
- Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponnier, P. & Besse, J. (1999). On Causal links between flood basalts and continental breakup. *Earth and Planetary Science Letters* 166, 177-195.
- Courtillot, V. E. & Renne, P. R. (2003). On the ages of flood basalt events - Sur l'ge des trapps basaltiques. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences* 335, 113-140.
- Cox, K. G. (1980). A Model for Flood Basalt Vulcanism. *Journal of Petrology* 21, 629-650.
- Payne, J. L., Turchyn, A. V., Paytan, A., DePaolo, D. J., Lehrmann, D. J., Yu, M. & Wei, J. (2010). Calcium isotope constraints on the end-Permian mass extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences, USA* 107, 8543-8548.
- Ridgwell, A. (2005). A Mid Mesozoic Revolution in the regulation of ocean chemistry. *Marine Geology* 217, 339-357.
- Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J. A., Barton, P. J., Bown, P. R., Bralower, T. J., Christeson, G. L., Claeys, P., Cockell, C. S., Collins, G. S., Deutsch, A., Goldin, T. J., Goto, K., Grajales-Nishimura, J. M., Grieve, R. A. F., Gulick, S. P. S., Johnson, K. R., Kiessling, W., Koeberl, C., Kring, D. A., MacLeod, K. G., Matsui, T., Melosh, J., Montanari, A., Morgan, J. V., Neal, C. R., Nichols, D. J., Norris, R. D., Pierazzo, E., Ravizza, G., Rebolledo-Vieyra, M., Reimold, W. U., Robin, E., Salge, T., Speijer, R. P., Sweet, A. R., Urrutia-Fucugauchi, J., Vajda, V., Whalen, M. T. & Willumsen, P. S. (2010). The Chicxulub Asteroid Impact and Mass Extinction at the Cretaceous-Paleogene Boundary. *Science* 327, 1214-1218.
- Sobolev, A. V., Hofmann, Albrecht W., Kuzmin, Dmitry V., Yaxley, Gregory M., Arndt, Nicholas T., Chung, Sun-Lin, Danyushevsky, Leonid V., Elliott, Tim, Frey, Frederick A., Garcia, Michael O., Gurenko, Andrey A., Kamenetsky, Vadim S., Kerr, Andrew C., Krivolutskaya, Nadezhda A., Matvienkov, Vladimir V., Nikogosian, Igor K., Rocholl, Alexander, Sigurdsson, Ingvar A., Sushchevskaya, Nadezhda M., Teklay, Mengist. (2007). The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts. *Science* 316, 412-417.
- Sobolev, S. V., Sobolev, A. V., Kuzmin, D. V., Krivolutskaya, N. A., Petrunin, A. G., Arndt, N. T., Radko, V. A. & Vasiliev, Y. R. (2011). Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes. *Nature* 477, 312-316.
- Wignall, P. B. (2001). Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth Science Reviews* 53, 1-33.

Chapitre 3

Équipe Géodynamo.

Sommaire

1.	Etude expérimentale des interactions entre champ magnétique et écoulement d'un fluide en rotation.	30
2.	Reconstruction stochastique du champ archéomagnétique	32
3.	Assimilation de Données dans un modèle Quasi-Géostrophique du Noyau Terrestre . .	34
4.	Forward model of anisotropy in the Earth's inner core	36

1. Etude expérimentale des interactions entre champ magnétique et écoulement d'un fluide en rotation.

Simon Cabanes¹ et Henri-Claude Nataf, Nathanael Schaeffer

Géodynamo

2^e Année, Soutenance prévue en 2014

Le champ magnétique terrestre observé et mesuré à la surface de notre planète est le résultat d'une forte activité interne de la Terre. C'est plus précisément le noyau terrestre qui, animé de mouvements fluides de grande ampleur, générerait par entraînement de métal liquide (principalement du Fer) une circulation de particules chargées (ions et électrons) et donnerait source, par un effet dit de dynamo, au champ magnétique terrestre.

De nombreux marqueurs paléomagnétiques et archéomagnétiques tels que le plancher océanique ou plus récemment des vestiges de l'époque classique (fours, poteries) nous permettent de retracer l'histoire magnétique de la Terre à travers ses grandes phases d'inversions. La compréhension de ces manifestations de surface requiert une bonne connaissance de l'activité interne de la terre et plus particulièrement de son noyau ainsi que les interactions de ce dernier avec le manteau.

On sait aujourd'hui que le centre de la Terre se divise en une partie solide appelée la graine et résulte d'un processus de cristallisation et d'une enveloppe fluide électriquement conductrice aussi appelée noyau externe. Cette enveloppe externe est animée de mouvements fluides (d'échelles variables), entraînés par un forçage convectif (gradient de température) et inertiel fort (rotation terrestre) donnant naissance à ce que l'on appelle couramment la géodynamo.

Afin de mieux comprendre la dynamique interne de notre planète et les interactions entre fluide conducteur et champ magnétique (discipline nommée la magnétohydrodynamique), un modèle analogique du noyau a vu le jour à Grenoble grâce à l'expérience DTS (Dervish Tournier Sodium, Figure 1.1).

L'expérience DTS

L'expérience DTS a été dessinée pour reproduire un écoulement de couette sphérique auquel est imposé un champ magnétique dipolaire. Le dispositif expérimental s'appuie sur une sphère inox de 40 cm de diamètre qui peut tourner à des vitesses proches de 2000 tours/minute (noyau externe). Cette dernière renferme



Figure 1.1: Photo de la sphère externe de l'expérience DTS. On aperçoit quatre cylindres boulonnés à la surface, il s'agit de l'emplacement des sondes Doppler.

50 L de sodium liquide et une sphère interne de 13 cm de diamètre (représentant le noyau interne). Cette graine de cuivre porte un aimant permanent qui impose un champ d'environ 0.7 Tesla à l'équateur de la sphère externe.

Diverses campagnes de mesures du champ magnétique induit, du potentiel électrique en surface et des mesures par vélocimétrie doppler ultrasonore nous ont permis de remonter jusqu'au champ de vitesse moyen du fluide dans les conditions de l'expérience DTS. Comme le montre la figure 1.2 la dynamique de l'écoulement se caractérise par la présence de cylindres géostrophiques proche de la sphère externe, zone dominée par la force de Coriolis. En se rapprochant de la graine, la force de Lorentz (force magnétique) vient s'équilibrer avec les forces inertielles laissant place à une dynamique dite de "flux gelé" (le fluide suit les lignes de champ magnétique). Ce type d'écoulement appelé écoulement Magnéto-géostrophique est bien identifié pour une vitesse de rotation de la sphère interne de 3hz (*D. Brito et al.*).

¹Bureau 1121, simon.cabanes@ujf-grenoble.fr,
<http://isterre.fr/Simon-Cabanes>.

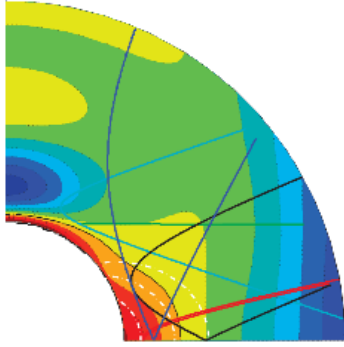


Figure 1.2: Profil de vitesses méridionales obtenues par vélocimétrie Doppler dans DTS. La zone dégradée de bleu est une zone de faibles vitesses dominée par les forces inertielles (équilibre géostrophique local). La zone dégradée du rouge jusqu'au jaune correspond à la dominance des forces de Lorentz (zone où le champ magnétique est intense, proche de la graine)

Vers une dynamique plus complexe

Le champ de vitesse moyen dans DTS est aujourd'hui bien connu pour de faibles vitesses d'entraînement ($\approx 3\text{Hz}$). Cependant nous voudrions savoir si celui-ci est toujours valable dans le cadre d'une rotation globale (rotation simultannée de la sphère interne et externe) soit à fort nombre de Reynolds. Afin d'aller plus loin dans la caractérisation du champ de vitesse nous essayons de tirer parti de nouvelles données comme celle que nous apporte la présence d'hétérogénéités du champ magnétique imposé (écart au champ dipolaire initialement considéré). Nous souhaiterions également mettre en évidence l'existence de mouvement turbulent (mouvement de petites échelle) et d'évaluer leur contribution à la génération d'un champ magnétique induit de grande échelle.

Bibliographie

D. Brito, T. Alboussière, P. Cardin, N. Gagnière, Zonal shear and super-rotation in a magnetized spherical Couette-flow experiment, *PHYSICAL REVIEW E* 83, 066310, 2011.

N. Schaeffer, Instabilité, turbulence et dynamo dans une couche de fluide cisailée en rotation rapide, *Manuscrit de thèse* 2004.

2. Reconstruction stochastique du champ archéomagnétique

Gabrielle Hellio¹, Nicolas Gillet, Claire Bouligand et Dominique Jault
Geodynamo

2^e Année, Soutenance prévue en 2014

Le champ magnétique principal terrestre est engendré par des mouvements de fluide dans le noyau liquide. Pour comprendre les mouvements ayant lieu à l'intérieur du noyau, on dispose de données en surface témoignant de l'existence d'un champ magnétique interne. A partir de ces données, on peut cartographier le champ magnétique à la surface du noyau, à 2900 km de profondeur. On cherche ensuite à connaître les mouvements à l'intérieur même du noyau, zone où le champ magnétique est créé et entretenu selon le processus de géodynamo.

Nous connaissons le champ magnétique à la surface de la Terre grâce à plusieurs types de données. Depuis le milieu du XIX^{ème} siècle, des observatoires géomagnétiques répartis autour du globe fournissent des mesures précises et régulières du champ magnétique. Depuis 1999, les magnétomètres embarqués à bord des satellites envoient des mesures de très bonne qualité. Cette thèse porte sur les données plus anciennes, historiques et archéomagnétiques. Les données historiques disponibles à partir de la fin du XVI^{ème} siècle sont des données maritimes acquises par les navigateurs (*Jackson et al.*, 2000). Les données archéomagnétiques quant à elles sont présentes dans certains restes archéologiques qui ont enregistré le champ magnétique ancien. Ces données sont, pour la plupart, des échantillons prélevés sur d'anciens fours servant à la cuisson des poteries. Lors de leur dernier refroidissement, en passant en dessous de la température de Curie, les minéraux magnétiques constituant les pierres de ces fours ont acquis le champ magnétique ambiant. Des mesures sur ces échantillons permettent de remonter aux directions du champ présent à cette époque ou à son intensité.

Comparées aux données satellitaires et à celles d'observatoires, la répartition temporelle et spatiale des données historiques et archéomagnétiques est très irrégulière et les erreurs relatives à leurs mesures et à leurs datations sont importantes. Les données archéomagnétiques par exemple sont concentrées dans l'hémisphère nord et leur répartition dans le temps est très variable (Figure 2.1) quant aux données historiques, elles assurent une assez bonne couverture des océans mais pas des continents.

Pour compenser le manque d'informations inhérent à ces données, les modèles construits jusqu'à présent reposaient sur une forte régularisation qui fournit des modèles présentant des fluctuations temporelles trop lisses, en

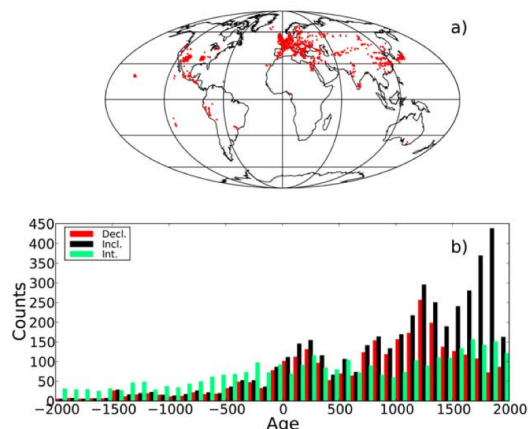


Figure 2.1: Distribution a) spatiale et b) temporelle des données archéologiques sur les 4000 dernières années. Données de déclinaison (rouge), d'inclinaison (noir) et d'intensité (vert). (*Donadini et al.*, 2009)

contradiction avec l'existence de fluctuations rapides du champ magnétique, appelées secousses géomagnétiques, observées dans les séries temporelles. La régularisation consiste en un a priori très fort sur les dérivées première ou seconde du champ magnétique ou de ses coefficients (les g_n^m) alors que les données de surface montrent de fortes irrégularités qui ne permettent pas cet a priori. Le but de ce travail est de se détacher de cette démarche et de pallier ce manque d'informations en suivant une approche stochastique qui s'appuie sur la forme du spectre du champ magnétique à différentes échelles de temps et qui est en accord avec les discontinuités observées sur les séries temporelles des dérivées secondes (ou premières) du champ magnétique selon l'échelle de temps considérée. Cette approche nécessite une connaissance précise des erreurs intervenant dans le problème. Les sources d'erreurs sont les incertitudes sur la datation et la mesure mais aussi les erreurs qu'on dira de représentativité dues à notre méconnaissance du champ magnétique aux petites échelles spatiales (i.e pour les hauts degrés des harmoniques sphériques).

La méthode stochastique choisie repose sur l'utilisation de processus gaussiens qui nous permettent de prendre en compte les erreurs de datation de manière directe dans notre modélisation, ce qui n'était pas possible avec la méthode de régularisation classique.

¹Bureau 214, gabrielle.hellio@ujf-grenoble.fr

Nous souhaitons par cette approche et en utilisant les données archéomagnétiques produire des séries régionales d'intensité du champ magnétique (Figure 2.2) puis, un ensemble de modèles globaux du champ magnétique couvrant les derniers millénaires en accord avec les observations.

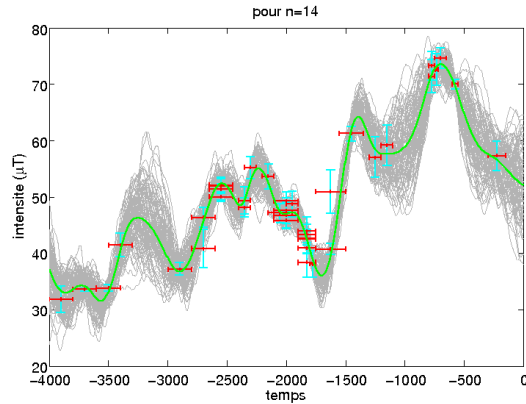


Figure 2.2: Exemple de modèles régionaux d'intensité en Syrie obtenus à partir des données de *Thebault et al.*, 2010. Modèle moyen (vert) calculé à partir de 100 réalisations (gris) respectant chacune l'a priori imposé sur l'intensité

Bibliographie

Jackson A., A. R. T. Jonkers, and M. R. Walker, Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 358,, 2000.

Donadini F., M. Korte, and C. G. Constable, Geomagnetic field for 0–3 ka: 1. New data sets for global modeling, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10,, 2009.

Thebault E., and Y. Gallet, A bootstrap algorithm for deriving the archeomagnetic field intensity variation curve in the Middle East over the past 4 millennia BC. *Geophysical Research Letters*, 37,, 2010.

Publications

Hellio G., C. Bouligand, N. Gillet, D. Jault, SEDI (Study of the Earth's Deep Interior), juillet 2012, Stochastic modeling of the Earth's archeomagnetic field (poster)

Hellio G., C. Bouligand, N. Gillet, D. Jault, Colloque de paléomagnétisme IGP, mars 2013, Reconstruction stochastique du champ archéomagnétique, application à des séries régionales d'intensité, (oral)

3. Assimilation de Données dans un modèle Quasi-Géostrophique du Noyau Terrestre

François Labbé¹ et Nicolas Gillet, Dominique Jault
Équipe Géodynamo
2^e Année, Soutenance prévue en 2014

Origine et variations du champ magnétique terrestre

L'origine interne du champ magnétique terrestre n'est plus à démontrer. On sait aujourd'hui qu'il est produit par effet dynamo dans le noyau externe, celui-ci étant composé d'un alliage liquide fer-nickel très conducteur comparé au manteau ou à la croûte. L'effet dynamo consiste en la production d'un champ magnétique par le mouvement d'un fluide conducteur dans un champ préexistant. L'étude du champ magnétique relève alors de la magnéto-hydrodynamique, science relativement jeune qui s'est développée dans la seconde moitié du XX^e siècle suite aux travaux d'Alfvén (1942). Les mesures du champ magnétique ont débuté au XVI^e siècle avec les relevés maritimes des navigateurs. Elles ont connu un grand essor depuis 1850 (Que Gauss et le magnétomètre à protons en soient remerciés), et plus récemment par l'avènement des satellites artificiels. À ces données on peut ajouter celles obtenues par l'archéomagnétisme et le paléomagnétisme (voir le résumé de la thèse de Gabrielle Hellio). Toutes ces mesures mettent en évidence des variations du champ magnétique intervenant à de nombreuses échelles temporelles, de la seconde (influence du rayonnement solaire) à la centaine de millions d'années (influence du manteau ou de la croûte). Les variations allant de l'année au siècle forment la variation séculaire (VS), qui nous intéresse dans le cadre de cette thèse puisque nous considérons les données satellitaires qui couvrent une période de 10 ans.

Nous allons en premier lieu écrire un modèle direct des écoulements dans le noyau externe, avant de chercher à assimiler les données satellitaires dans le but d'obtenir une carte du champ magnétique interne au noyau dans son plan équatorial.

Modèle Quasi Géostrophique

Pour les dimensions du noyau, les échelles de temps des différentes diffusions (visqueuses, magnétiques, thermiques) sont nettement supérieures aux durées qui nous intéressent (10000 ans dans le cas de la diffusion magnétique, la plus rapide). On fait donc le choix de négliger les diffusions. Dans le cas du noyau terrestre la force de Coriolis domine, comme en témoigne le faible nombre d'Ekman (10^{-15} dans le noyau). L'expérience

et la théorie mettent en évidence une invariance des écoulements selon l'axe z (parallèle à l'axe de rotation) pour un écoulement en rotation rapide. Il s'agit du phénomène géostrophique, dans lequel le gradient de pression compense la force de Coriolis. L'écoulement s'organise alors en cylindres concentriques autour de l'axe de rotation. Ces modes zonaux sont aussi appelés cylindres géostrophiques. Les perturbations du champ de vitesses se traduisent quand à elles par des colonnes géostrophiques (Figure 3.1).

On se place en coordonnées cylindriques (s, ϕ, z) . Le champ de vitesse est décrit par sa fonction courant ψ . L'équation d'induction (3.1) fait apparaître les valeurs b_s^2 , b_ϕ^2 et $b_s b_\phi$, réunies dans une variable notée q . Ces valeurs quadratiques du champ magnétique sont moyennées sur les hauteurs H des colonnes géostrophiques.

On linéarise le problème en écrivant $q = q_0 + q_1$, où q_0 est un champ statique et q_1 de petites variations autour de q_0 .

Partant des équations d'induction (3.1) et de vorticité (3.2), nous disposons du modèle linéarisé (3.3).

$$\frac{\partial}{\partial t} q_1 = G(q_0, \psi) \quad (3.1)$$

$$\frac{4}{\lambda H^2} \frac{\partial \psi}{\partial \phi} = F(q_1) \quad (3.2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t \partial \phi} &= \frac{\lambda H^2}{4} F G(q_0, \psi) \\ &= M(\psi) \cdot q_0 \end{aligned} \quad (3.3)$$

F et G sont des opérateurs linéaires découlant des équations de Maxwell ( lectromagn tisme) et de Navier-Stokes (mécanique des fluides).

Assimilation de données

Le champ magnétique radial à la surface du noyau peut être obtenu par inversion des données satellitaires à travers le manteau. Nous considérons que le champ magnétique à la frontière noyau-manteau est un traceur des écoulements de surface du noyau via l'équation d'induction. Une carte des écoulements peut alors être déduite du champ de surface et projetée dans le plan équatorial en utilisant la propriété d'invariance en z . C'est ainsi que sont obtenues les données qui nous permettront de réaliser une inversion de notre modèle,

¹Bureau 253, francois.labbe@ujf-grenoble.fr

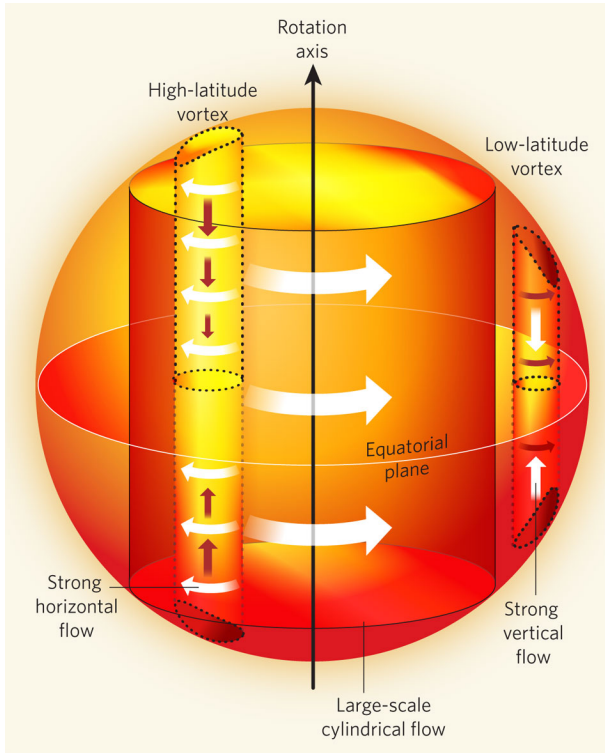


Figure 3.1: Cylindres et Colonnes Géostrophiques (figure de Andy Jackson

dans le but de réaliser une première carte du champ magnétique dans le noyau liquide. Le problème étant extrêmement mal contraint, nous comptons faire appel à une assimilation de données. Tout d'abord développée en météorologie et océanographie, l'assimilation de données a récemment fait son entrée en géophysique. Le principe de base est de corriger des prévisions données par un modèle en y incorporant les informations que nous possédons sur l'état du champ magnétique.

Des résultats préliminaires d'inversion sont présentés figure 3.2. On voit apparaître la nécessité de mieux contraindre le problème, en particulier pour respecter la positivité des inconnues q_0 .

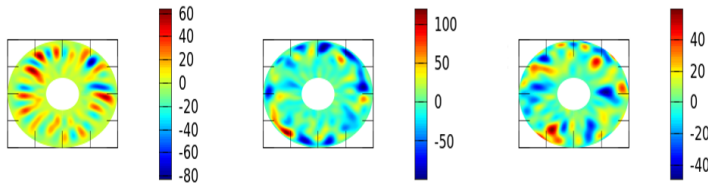


Figure 3.2: résultats d'inversions (de gauche à droite: b_s^2 , b_ϕ^2 et $b_s b_\phi$). Unités adimensionnées par $31320(mT)^2 km$.

Aux données satellitaires déjà disponibles, nous espérons voir bientôt s'ajouter celles de la constellation de satellites SWARM, dont le lancement est prévu en 2013.

Bibliographie

H. Alfvén, Existence of electromagnetic-hydrodynamic waves, *Nature* 150 (3805), 405-406, 1942.

E. Canet, Modèle dynamique et assimilation de données de la variations séculaire du champ magnétique, *phd thesis*, 2009

E. Canet, A. Fournier, et D. Jault, Forward and adjoint quasi-geostrophic models of the geomagnetic secular variation, *Journal of Geophysical Research*, 114, 2009.

A. Jackson, Geophysics : A new turn for Earth's rotation, *Nature*, 2010, 465

4. Forward model of anisotropy in the Earth's inner core

Ainhoa LINCOT, Philippe CARDIN¹ & Sébastien MERKEL²

Geodynamo

3rd year, PhD thesis defense in october 2013

The PhD work is a joint project between ISTERre and the UMET, Lille. Here I will describe only the first point which consist in the part of my work that has been realized at ISTERre, leaving aside the experimental part of my work which consisted in a textural study of the mechanism of the α - ϵ transformation in iron and its effect on texture.

PKP_{df-bc} and PKP_{df-ab} differential traveltime residuals and free oscillations reveal a large scale cylindrical anisotropy in the Earth's inner core: seismic waves travel faster along the north-south axis than within the equatorial plane. Evidences for additional complexities have accumulated over the years and a much more complex picture of the inner core has emerged. There is strong evidence for both hemispherical and radial variations of the anisotropy level and geometry, with an almost isotropic layer at the top of the inner core surrounding a more anisotropic region and possibly an innermost inner core with yet different properties. These observations motivated research on the geodynamical processes and the mineralogical properties of iron under the inner core's conditions that is difficult to compare with observations of global north-south anisotropy. In my PhD thesis, we addressed the issue of scaling microscopic properties such as single-crystal elasticity to the macroscopic observations of seismic travel times. As the inner core anisotropy is an intricate compromise between the texture (i.e., lattice preferred orientations (LPO)) induced by geodynamical processes and the elastic properties of the single crystals that compose the inner core's body, we wanted to finally be able to estimate their conjugates effects of mineralogy and geodynamics on the resulting anisotropic signal so as to bring new insights on the origins of the seismic anisotropy in the inner core.

I will first describe the procedure for computing the time evolution of LPO in different samples in the inner core by coupling a dynamical model of inner core formation with a numerical model of texture development in ϵ -Fe (cf Deguen et al (2010)). We considered a pure hcp or ϵ -Fe, in agreement with recent experimental studies of Tateno et al. (2010). First, we defined the elastic properties of ϵ -Fe at inner core conditions. We generated a large number (> 3000) of random sets of single crystal elastic moduli (i.e., elastic model) C_{11} to C_{66} verifying both conditions for mechanical stability and physical properties of

the inner core. In hexagonal single-crystals, anisotropy can be described by the difference in P-waves velocities along the a - and c -axes, V_P^a and V_P^c , and the amplitude of the "bell-like" shape of P-waves velocities 45° away from the c -axis. We thus introduced the two following dimensionless anisotropic parameters to define the shape of the single crystal anisotropy :

$$\left. \frac{\Delta V}{V} \right|_P^{c-a} = \frac{V_P^c - V_P^a}{V_P^m}, \quad (4.1)$$

$$\left. \frac{\Delta V}{V} \right|_P^{45^\circ} = \frac{V_P^{45^\circ} - (V_P^c + V_P^a)/2}{V_P^m}, \quad (4.2)$$

where V_P^m is the average P -wave velocity and $V_P^{45^\circ}$ is the P -wave velocity 45° away from c . After the random drawing of the elastic models, we defined the dynamics prevailing during the growth of the inner core. Three different geodynamical models, derived from the geodynamical model of Yoshida et al. (1996), have been considered (Fig 4.1). All three models are based on the assump-

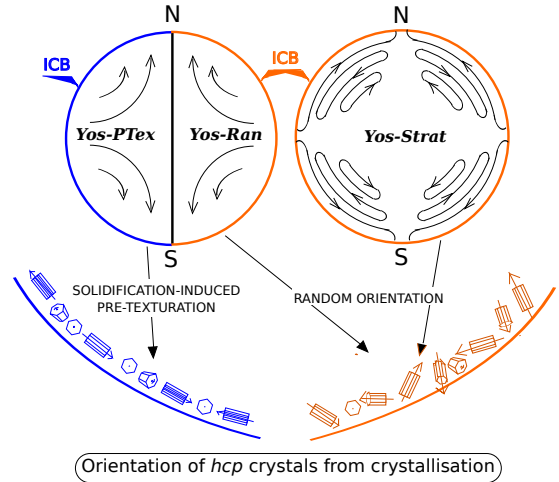


Figure 4.1: Schematic view of the geodynamical models. *Yos-Ptex* and *Yos-Ran* are deduced from the quadrupolar Yoshida's model.

tion that geostrophic convection in the outer core results in faster crystallisation in the equatorial belt of the inner core, the resulting topography being continuously relaxed by a quadrupolar viscous flow within the inner core. In models *Yos-Ran* and *Yos-PTex*, the density profile in the

¹ISTerre, Grenoble

²UMET, Lille

inner core is assumed to be neutrally stratified, as assumed by Yoshida et al., and the topography relaxation generates a large scale, pure shear, deformation gradient increasing with depth. Models *Yos-Ran* and *Yos-PTex* differ in the initial conditions of the iron aggregates at the ICB, with no initial texture (random orientation of the *hcp* crystals) in model *Yos-Ran* and a solidification induced pre-texturation in model *Yos-PTex*, with the *c*-axes lying preferentially in the horizontal plane. Finally, we established a growth model of the inner core following Deguen et al. (2011)'s procedure for each couple geodynamical model-elastic model. Simply put, it consists in applying the deformation field generated by the dynamical processes in place to a polycrystal oriented (with pre-texturation) or not (random crystallisation), using Los Alamos's viscoplastic code VPSC. The growth model of the inner core is complete when the elastic properties of the polycrystal of the grown inner core are known along a reference spherical grid.

During my PhD thesis, we added the final step to Deguen's procedure which consisted in developing a code simulating the propagation of seismic rays through our toy model inner core to compare our results to the seismological observations of seismic travel times. Here I will show our results for geodynamical model *Yos-Ran*. We started off by simulating the propagation of more than 300 000 synthetic seismic rays through the modeled inner core. We then estimated the normalized seismic travel times residual for each ray $\delta t/t = (s - s^0)/s^0$ where s is the simulated slowness of a given seismic ray, and s^0 is the slowness of that same ray for an homogeneous and fully isotropic inner core. The simulated travel time residuals for two end-members elastic models, A and B, chosen among the (> 3000) models, are shown in Fig. 4.2 and compared to actual data from Irving et al. (2011). Out of both elastic models, fit A is the one that matches

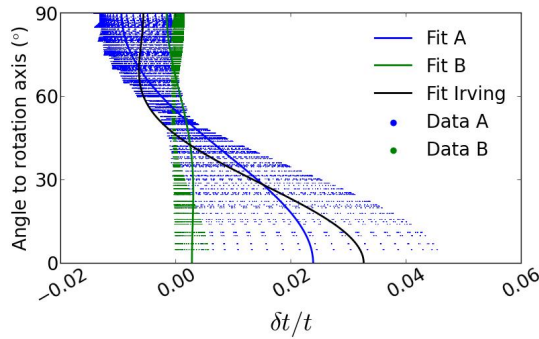


Figure 4.2: Plot of synthetic time residuals. A and B are two end-members sets among the (> 3000) of random sets of single crystal elastic moduli. Fit Irving corresponds to the fit of Irving et al. (2011).

the best the observations. Also the scatter plot is con-

sistent with seismological data. The Fig. 4.3 presents a bilinear interpolation for all (> 3000) elastic models of the fitted global seismic anisotropy ($b + c$) as a function of the single crystal anisotropic parameters $\Delta V/V|_P^{c-a}$ and $\Delta V/V|_P^{45^\circ}$.

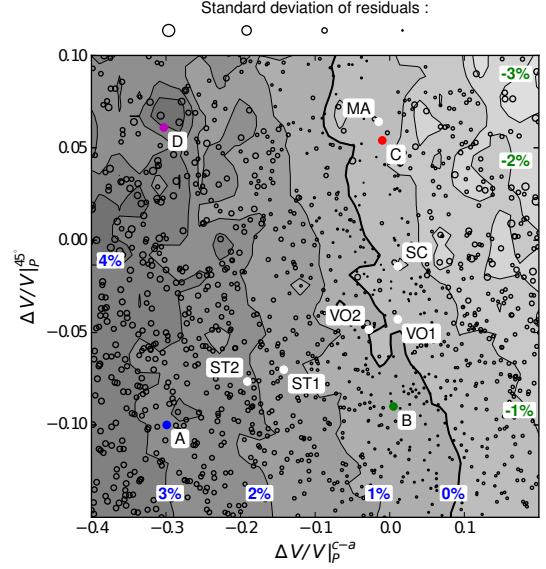


Figure 4.3: Evolution of the fitted global inner core anisotropy with single crystal elastic parameters for *Yos-Ran*. Contour lines (and the associated gray scale) indicate the percentage of global seismic anisotropy. Each mineralogical model is indicated by an open circle which size indicates the standard deviations of the fit.

Model *Yos-Ran* produces global anisotropies 7 to 10 times smaller than that of the single crystal. The interpolation of the global anisotropy data reveals parallel isocontour mainly controlled by $\Delta V/V|_P^{c-a}$. The bell like shape anisotropy of the single crystal acts as a secondary but non negligible factor. The addition of stratification amplifies the global anisotropy by about 40% but changes the depth dependency and the scatter of residuals. *Yos-PTex* is the only non-acceptable model as pretexturation is found to increase significantly the scatter thus decreasing the amplitude of the global anisotropy.

On the basis of our data, we think that adapting the fit method to consider depth dependence and scatter may help with discriminating between the two other geodynamical models. We also found that it is impossible for all three geodynamical models to produce the amplitude of the observed anisotropy with the single crystal anisotropy predicted by most ab initio calculations, at the exception of Steinle-Neumann et al. (2001) based on false assumptions. Therefore we plan to consider in future models with the cubic phases of iron which are thought to be more anisotropic than the *hcp* phase (Sha et al. (2010)).

Chapitre 4

Équipe Géophysique des volcans

Sommaire

1.	Fouille de Données et Prédiction des Eruptions Volcaniques	40
2.	INVERSION JOINTE de DONNEES de DEFORMATION et de TAUX de SIS- MICITE pour inférer la VARIATION des CONTRAINTES APPLIQUEES.	44

1. Fouille de Données et Prédiction des Éruptions Volcaniques

Anaïs Boué ¹, Philippe Lesage

Équipe Géophysique des volcans

2^e Année, Soutenance prévue en 2014

L'activité sismique est l'un des principaux précurseurs des éruptions volcaniques. En effet, on observe une accélération de la sismicité avant la plupart des éruptions, celle-ci pouvant varier en fonction du type d'activité éruptive (explosion volcanienne ou effusion de lave par exemple). Il est par conséquent fondamental de comprendre chacun de ces signes. On reconnaît assez facilement les différentes classes de signaux précurseurs en analysant leur forme d'onde et leur contenu spectral. On peut ainsi distinguer les signaux volcano-tectoniques (VT) résultant de l'endommagement de l'édifice suite à la remontée de magma, les chutes de pierres, les trémors volcaniques liés au dégazage ou encore les signaux longue période (LP). La source de ces derniers est encore débattue. Un des mécanismes possibles met en jeu une excitation, liée à la fracturation de magma ou à la suppression de gaz contenus dans des cavités, qui résonnerait ensuite dans le conduit. Chaque classe a donc un mécanisme à la source différent.

Dans le but d'étudier séparément chacune de ces classes de précurseurs pour améliorer la compréhension des éruptions volcaniques explosives, j'ai effectué une classification automatique des signaux grâce à un outil de reconnaissance vocale basé sur les chaînes de Markov cachées (en anglais, *Hidden Markov Model*, HMM). Cette méthode utilise une analyse temporelle du contenu spectral des signaux pour former un modèle qui peut ensuite être comparé à une base de données classée manuellement. J'ai ainsi pu étudier 14 ans de l'activité sismique du volcan Fuego de Colima (Mexique). Les périodes d'augmentation significative de la sismicité sont répertoriées et associées aux événements volcaniques leur succédant. Il est ensuite possible d'ajuster des lois de comportement basées sur la *material failure forecast method* (FFM) pour tenter de prédire la date des événements volcaniques à partir de l'augmentation de la sismicité qui la précède. La Figure 1.1 représente un exemple d'accélération du nombre de LP (haut) avec les erreurs de prédictions associées en fonction du temps (bas).

La FFM est une loi de puissance empirique déterminée sur des échantillons de roche et de glissements de terrain en laboratoire (Voight, 1988). Certains auteurs ont par la suite démontré une signification physique à cette loi (Kilburn *et al.*, 2003; De la Cruz-Reyna et Reyes-Davila, 2001), décrivant le processus d'endommagement des matériaux suite à des augmentations de con-

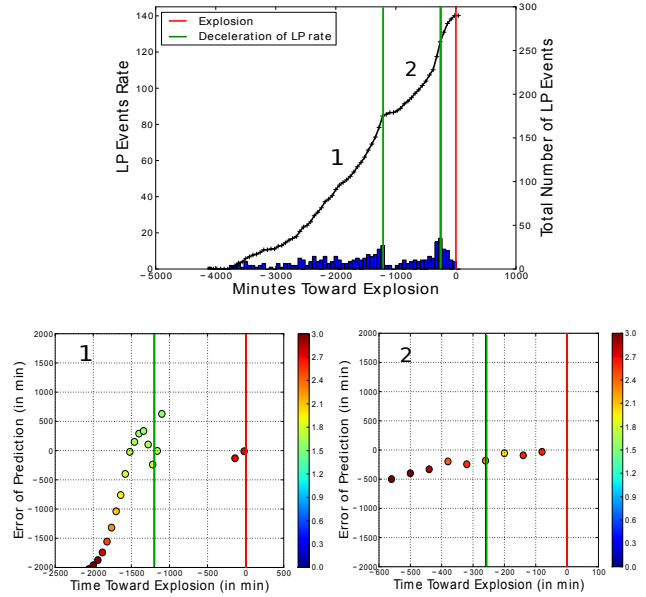


Figure 1.1: Haut : Nombre de LP par heure et nombre de LP cumulés. Les barres verticales vertes représentent les décélérations et la barre verticale rouge l'explosion. Bas : Prédictions en fonction du temps pour les 2 accélérations. La colorbar représente la valeur de α de la FFM.

traite. On observe pendant ce processus l'accélération d'observables, tels que la sismicité ou la déformation. La valeur de la puissance α de la loi FFM détermine le motif de l'accélération. Dans le cas des volcans, une accélération des VT traduit un endommagement de la roche encaissante par l'augmentation de contraintes suite à la remontée de magma, pouvant mener à l'ouverture d'un conduit et parfois à l'épanchement de magma en surface. L'ouverture se fait au moment où le taux de VT devient théoriquement infini, correspondant à une éruption potentielle. Cette méthode a déjà fait ses preuves sur des prédictions a posteriori mais très peu de travaux ont été menés sur sa stabilité et son applicabilité en temps réel (Bell *et al.*, 2011). Je propose de faire une étude paramétrique de la FFM sur les LP et les VT au volcan Fuego de Colima, afin de déterminer si des comportements différents se dégagent en fonction des types de précurseurs. Les motifs d'accélération me permettent ensuite de faire des prédictions et d'étudier leur stabilité en fonction du temps pour évaluer leur potentielle applica-

¹Bureau 272, Anaïs.Boue@univ-savoie.fr

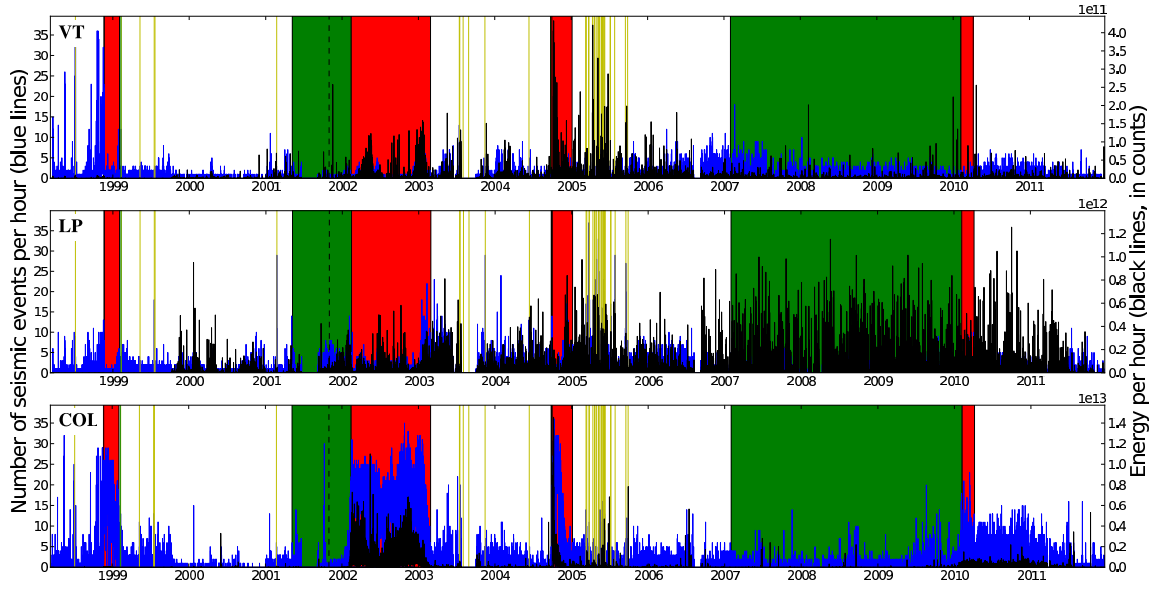


Figure 1.2: Résultat de la classification automatique des signaux effectuée sur 14 ans de données. Les plages de couleur verte correspondent aux périodes d’extrusion de lave, les rouges les coulées de lave et les barres verticales jaunes les explosions vulcaniennes.

tion en temps réel. Contrairement à la plupart des études utilisant la FFM, mon travail s’attache à déterminer les erreurs associées à chacune des prédictions.

Sur la figure 1.2, les LP présentent un motif d’accélération du nombre d’évènements caractéristique avant la plupart des explosions vulcaniennes. De plus, on observe une décélération franche du taux de LP quelques heures avant les explosions et une activité résiduelle post-explosion. Enfin, une augmentation des LP est observée pendant certaines périodes d’extrusions de dômes qui ne sont pas forcément associées à une activité vulcanienne (périodes dites effusives). Les accélérations du nombre et de l’énergie des VT sont quant à elles plus rares. On peut en observer pendant une activité précurseuse de deux semaines avant l’extrusion de 1998. En 1999, une deuxième accélération franche n’a pour le moment été associée à aucune activité particulière. Enfin, on note une accélération de l’énergie et du nombre de chutes de pierres pendant l’extrusion du dôme en 1998, juste avant le débordement de celui-ci. C’est la seule période d’extrusion durant laquelle il y a une activité précurseuse des chutes de pierres et son interprétation est encore floue. En recoupant ces observations avec les travaux déjà publiés sur la fracturation des magmas au Fuego de Colima (Lavallée *et al.*, 2008; Varley *et al.*, 2010), j’interprète l’activité précurseuse des LP comme probablement liée à l’extrusion de magma qui se fracture aux bords du conduit lors de sa

remontée rapide. L’activité des VT en 1998 serait quant à elle liée à des mouvements de magma en profondeur car elle s’est manifestée uniquement après une longue période d’inactivité, l’éruption précédente s’étant déroulée 4 ans auparavant.

Les prédictions a posteriori faites avec les accélérations du nombre de LP et celles de l’énergie des VT permettent de se faire une première idée de l’applicabilité de cette méthode de prédiction en temps réel. Les prédictions sont améliorées en triant les signaux lorsque différentes classes de signaux sont présentes dans les données. Les prédictions sont stables uniquement en période d’accélération et la valeur de α varie entre 1.4 et 2.2, ce qui pourrait être un critère pour la prédiction en temps réel. Les prédictions s’améliorent à mesure que l’on s’approche de la date de l’éruption (Figure 1.1). L’évaluation des erreurs faites sur les prédictions est un travail en cours.

En conclusion, la classification automatique des signaux sismo-volcaniques nous a permis de dégager des comportements précurseurs différents entre les LP que l’on associe ici à la fracturation de magma, et les VT liés à la fracturation des roches de l’édifice. Elle nous a aussi permis d’observer une décélération du nombre de LP avant les explosions vulcaniennes, ce qui pourrait être une observation clé dans l’amélioration de la compréhension des explosions vulcaniennes. De plus, ap-

pliquer la FFM sur des classes de signaux triées permet d'améliorer la stabilité des prédictions dans le temps dans certains cas.

La FFM étant une loi valable pour des mécanismes d'endommagement, on peut se demander dans quelle mesure elle est applicable aux LP. La démarche empirique utilisée jusqu'à présent montre des motifs d'accélération des taux de LP et VT similaires (= même valeurs de α), mais sur des échelles de temps différentes. Les LP n'étant a priori pas liés à l'endommagement, quel mécanisme peut expliquer cette accélération ? Enfin, cette loi peut-elle être utilisée en temps réel en se basant sur des critères de stabilité et sur les valeurs de α ? Les résultats concernant l'évaluation des erreurs faites sur les prédictions me donneront de premiers éléments de réponse à cette dernière question. Enfin, il est prévu de confronter ces résultats avec ceux qui seront obtenus sur d'autres volcans.

Publications

Boué, A.; Lesage, P.; Cortes, G.; Benitez, M.; Ibanez, J.; Alvarez, I.; de la Torre, A.; Gutierrez, L.; Arambula-Mendoza, R.; Gonzalez-Amezcu, M. et Reyes-Davila, G. Améliorer la méthode FFM ("Failure Forecast Method") aux différents types de signaux. *Comité National Français de Géodésie et Géophysique*, Clermont-Ferrand 2012.

Boué, A.; Lesage, P.; Cortes, G.; Benitez, M.; Ibanez, J.; Alvarez, I.; de la Torre, A.; Gutierrez, L.; Arambula-Mendoza, R.; Gonzalez-Amezcu, M. et Reyes-Davila, G., Improving the Material Failure Forecast Method (FFM) for eruption prediction by automatic classification of volcano-seismic signals. *Cities on Volcanoes*, Colima 2012.

Bibliographie

Bell, A. F., M. Naylor, M. J. Heap, and I. G. Main (2011), Forecasting volcanic eruptions and other material failure phenomena: An evaluation of the failure forecast method, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L15304, doi:10.1029/

De la Cruz-Reyna S and Reyes-Davila GA (2001) A model to describe precursory material-failure phenomena: applications to short-term forecasting at Colima volcano, Mexico. *Bull Volcanol* 63: 297-308.

Kilburn, C. R. J. Multiscale fracturing as a key to eruption forecasting, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2003, 125, 271-289.

Lavallée, Y., P. G. Meredith, D. B. Dingwell, K. U. Hess, J. Wassermann, B. Cordonnier, A. Gerik, and J. H. Kruhl (2008), Seismogenic lavas and explosive eruption forecasting, *Nature*, 453(7194), 507-510.

Varley, N. R.; Arámbula-Mendoza, R.; Reyes-Dávila, G.; Stevenson, J. et Harwood, R. Long-period seismicity during magma movement at Volc'an de Colima *Bull. Volc.*, 2010, 72, 1093-1107.

Voight, B., 1988. A method for prediction of volcanic-eruptions, *Nature*, 332, 125-130.

2. INVERSION JOINTE de DONNEES de DEFORMATION et de TAUX de SISMICITE pour inférer la VARIATION des CONTRAINTES APPLIQUEES.

CARRIER Aurore¹ GOT Jean-Luc¹
Équipe Géophysique des Volcans
2^e Année, Soutenance prévue en 2015

L'objectif de ce travail est d'abord de comprendre la relation entre la sismicité (mesurée par les taux de sismicité) et la déformation (dédue par les déplacements de surface mesurés par GPS). Un second objectif est de comprendre le mieux possible les conditions contraignant la stabilité d'un édifice volcanique soumis à une perturbation de pression interne, et d'estimer cette perturbation de pression. Cette approche pourra être appliquée à des conditions de chargement variées dans des différents contextes géodynamiques, notamment dans les zones de transpression (pull-apart et push-apart dans les grands systèmes de faille en décrochement).

Dieterich et Cayol (2000) ont fait le lien entre le taux de sismicité et les variations de contraintes sur le flanc sud du Kilauea (Hawaii) où la plupart des séismes prennent leur origine le long d'un large plan de décollement. Dans ce cas l'utilisation de la loi rate-and-state (Dieterich, 1992) est justifiée par le glissement le long de ce plan. Cependant dans la plupart des volcans les séismes volcano-tectoniques sont répartis de manière plus ou moins diffuse dans le volume et il n'existe pas de plan de glissement ce qui remet en cause l'utilisation de la loi rate-and-state. C'est le cas notamment du Piton de la Fournaise pour lequel les 36 000 séismes enregistrés entre 1999 et 2009 ont eu lieu par essaims disséminés dans un volume restreint de l'ordre de 1 km^3 (Rivemale et al. en préparation). Un autre obstacle à l'utilisation de la loi de Dieterich est le grand nombre de paramètres qui la contrôlent et le faible nombre d'observations.

Mesure des Taux, fiabilité, limites

L'occurrence d'un séisme correspond à l'atteinte d'un seuil en contrainte. Le niveau de contrainte atteint étant révélé par l'occurrence d'un séisme et non pas par sa magnitude, l'occurrence d'un petit séisme est aussi révélatrice de l'état de contrainte que l'occurrence d'un grand. La magnitude étant elle révélatrice de l'état d'endommagement du matériau. Il convient donc dans un premier temps d'être capable de détecter de manière automatique le plus d'événements possible et ce en minimisant au maximum les erreurs de détection.

¹Bâtiment Belledonnes, 73376 Le Bourget du Lac, Bureau 272, aureore.carrier@univ-savoie.fr, http://isterre.fr/spip.php?page=auteur&id_auteur=362&lang=fr.

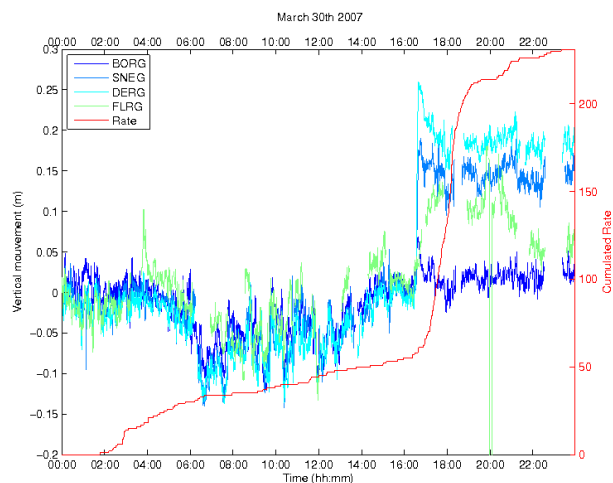


Figure 2.1: Taux de sismicité (rouge) versus déformation observée par GPS (dégradé vert-bleu, 1 point toute les 30 secondes) au Piton de la Fournaise, journée du 30 mars 2007.

Utiliser une méthode automatique permet de maîtriser la reproductibilité de la détection et d'estimer un écart-type sur la mesure des taux.

Déterminer les variations de contrainte dues à l'occurrence d'un événement majeur demande donc d'être en possession des taux de sismicité les plus précis possible. La première partie de ce travail consiste en l'élaboration d'une méthode automatique de détection et de classification des signaux sismiques. La méthode choisie basée sur l'étude de la statistique des signaux et inspirée des études réalisées par Liang et al. (2008) sur les pas de personnes permet d'obtenir rapidement des taux dont l'erreur est équivalente à celle des détections manuelles réalisées à l'observatoire du Piton de la Fournaise (OVPF). La corrélation entre les taux obtenus par l'OVPF et ceux obtenus par la méthode du Kurtosis est supérieur à 99% ce qui indique que les deux méthodes ont une sensibilité équivalente.

Mécanique et Modélisation

A l'approche d'une instabilité majeure la déformation s'accélère de même que la sismicité associée (figure 2.1). Cependant la sismicité à elle seule ne permet pas de discriminer entre une instabilité locale ou globale (à l'échelle de l'ensemble de l'édifice), de même les déformations peuvent être difficiles à interpréter (Peltier et al. 2007 versus Letrouneur et al. 2008 sur le Piton de la Fournaise). L'idée principale de ce travail consiste à combiner les informations apportées par la sismicité - considérée comme un témoin direct de la fracturation et de l'endommagement - et celles apportées par les déformations de surface afin d'inclure la notion d'espace dans l'étude des instabilités et d'isoler les paramètres qui contrôlent la stabilité de l'édifice et les cycles chargement-éruption. Pour cela nous avons construit un modèle physique basé sur celui de Lengliné (2008) qui est un modèle visco-élastique dans lequel l'endommagement est introduit comme une diminution du module de cisaillement via une variable d'endommagement suivant l'approche de Kachanov (1958), cette variable étant une fonction linéaire du taux de sismicité (Amitrano et Helmstetter 2006). Nous montrons qu'il est possible d'expliquer l'accélération de la déformation de surface par l'endommagement de l'édifice (figure 2.2). L'échelle de temps à laquelle l'accélération est observée est fonction de la géométrie et du volume considéré ainsi que du degré d'endommagement. Ces paramètres peuvent être retrouvés à partir d'une inversion.

Bibliographie

Liang, Z. and Wei, J. and Zhao, J. and Liu, H. and Li, B. and Shen, J. and Zheng, C., The Statistical Meaning of Kurtosis and Its New Application to Identification of Persons Based on Seismic Signals, *Sensors*, 8 5106-5119, 2008.

Dieterich, J. and Cayol, V. and Okubo, P. and others, The use of earthquake rate changes as a stress meter at Kilauea volcano, *Nature*, 408 6811, 2000

Dieterich, J.H., Earthquake nucleation on faults with rate-and state-dependent strength, *Tectonophysics*, 211 1, 1992

Letrouneur, Ludovic and Peltier, Aline and Staudacher, Thomas and Gudmundsson, Agust, The effects of rock heterogeneities on dyke paths and asymmetric ground deformation: the example of Piton de la Fournaise (Réunion Island), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 173 2, 2008.

Peltier, A and Staudacher, Th and Bachèlery, P, Constraints on magma transfers and structures involved in the 2003 activity at Piton de La Fournaise from displacement data, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012)*, 112 B3, 2007.

Lengliné, O. and Marsan, D. and Got, J.L. and Pinel, V. and Ferrazzini, V. and Okubo, PG, Seismicity and

deformation induced by magma accumulation at three basaltic volcanoes, *Journal of Geophysical Research*, 113, B12, 2008.

Kachanov, LM, Time of the rupture process under creep conditions, *Isv. Akad. Nauk. SSR. Otd Tekh. Nauk*, 8, 1958.

Amitrano, D. and Helmstetter, A., Brittle creep, damage, and time to failure in rocks, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012)*, 111, B11, 2006.

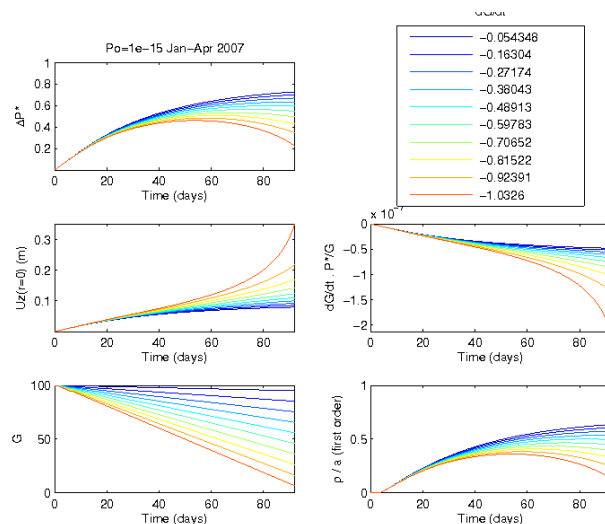


Figure 2.2: Gauche de haut en bas : Evolution de la surpression au cours du temps, déplacement vertical associé à la surpression dans une chambre magmatique de géométrie similaire à celle observée au Piton de la Fournaise pour une station située à 800m du sommet (SNE au PDF) dans un milieu semi-infini. Diminution imposée du coefficient de cisaillement G . Droite de haut en bas : dG/dt imposé, second terme de l'équation différentielle modifiée à partir de celle de O. Lengliné (2008), évolution temporelle du rapport entre le rayon de la zone endommagée et le rayon de la chambre magmatique, seuil donné par le critère de Drücker-Prager.

Chapitre 5

Équipe Mécanique des Failles.

Sommaire

1.	Étude des Effets Texturaux, Géochimiques et Minéralogiques Associées a des Séismes et des Phénomènes Connexes (Tsunamis, Liquéfaction) sur la sédimentation récente dans les Caraïbes Sud-orientales (faille du Pilar)	48
2.	La sédimentation récente sur la marge nord-vénézuelienne (littoral central) : enregistrement superposé des instabilités d'origine climatique et à conséquences de l'activité sismique (glissements, tsunamis)	50
3.	Evaluation tectonique des Failles Quaternaires du Jura Méridional	52
4.	Tomographie, Mohographie et Localisation de séismes dans un modèle 3D : applications aux Alpes occidentales et aux Andes centrales	54
5.	Sismogénèse lors des déformations transitoires : les cas des glissements lents et des intrusions fluides	56
6.	Mécanisme de Fluage des Failles Actives : apport des grands forages et expérimentation de laboratoire	58

1. Étude des Effets Texturaux, Géochimiques et Minéralogiques Associées a des Séismes et des Phénomènes Connexes (Tsunamis, Liquéfaction) sur la sédimentation récente dans les Caraïbes Sud-orientales (faille du Pilar)

Iliana AGUILAR ², Christian BECK, Franck AUDEMARD ²

Équipe Mécanique des failles

² 2^e Année, Soutenance prévue en 2014

La partie récente (1300 ans) du remplissage sédimentaire du golfe de Cariaco, localisé au nord-est du Vénézuéla (Figure 1.1) a été analysée dans le but de détecter des indices de paléosismicité et de fluctuations paléoclimatiques. 18 carottes courtes (par gravité) ont été prélevées dans le cadre d'une campagne bord du R/V GUAQUERI II. Deux sondages faits dans de la partie la plus profonde du golfe (fosse de Guaracayal; 65-85 m) et un autre près de la cte sud, ont été analysés en détail. La texture des sédiments est caractérisée par granulométrie laser (avant et après la suppression de la matière organique) et par radiographie SCOPIX. Les variations minéralogiques/chimiques sont réalisées sous forme de profils XRF (AVAATECH), complétés par la mesure du contenu en carbonate et en Carbone Organique Total (perte au feu).

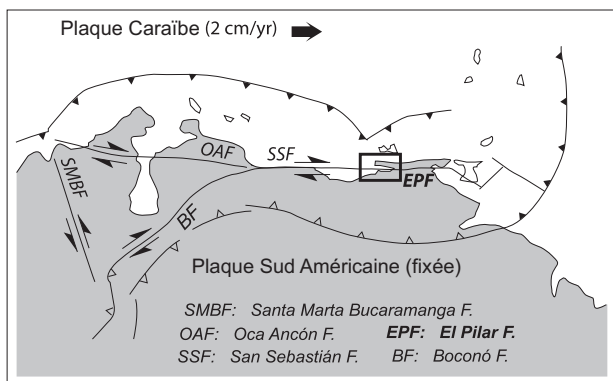


Figure 1.1: Localisation de la zone d'étude

Grâce des rapports élémentaires de référence (Croudace *et al.*, 2006) utilisés pour identifier des variations dans la source des sédiments (Ca/Fe, Zr/K, Ca/Ti et Cr/Ca), nous avons caractérisé: des changements dans les conditions d'oxydoréduction (Br et Cu/Zn) et des modifications de productivité organique marine (Br/Cl,

S/Cl et Sr/Cl). Quatre changements, dont trois brutaux (perturbations dans le processus de sédimentation dans le Golfe) ont été identifiés et corrélés (Figure 1.2); les profils chimiques de la carotte Cariac-09-05B les illustrent. Les sédiments sont essentiellement des vases sapropéliques (20 percent de matière organique) texture homogène. Dans les sondages Cariac-09-06 et Cariac-09-18 des apports terrigéniques silicoclastiques soulignent des interruptions de la sédimentation normale dans le golfe. La chronologie de ces événements est proposée sur la base d'un taux de sédimentation constant entre 0,6-0,7 mm/an déduit de la datation 14C AMS de la base de la carotte Cariac-09-05B 09 (ASM 1820 ± 30 BP) calibré avec le programme Oxcal compte tenu de la courbe marin 09 (501-668 BC/AD); d'autres datations sont en cours.

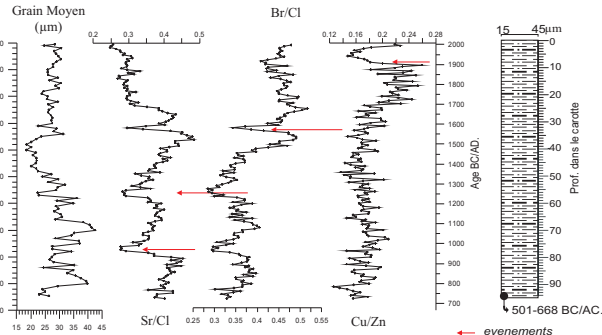


Figure 1.2: Rapports géochimiques et distribution de la taille de grain moyenne du carotte Cariac -09-05B

Bibliographie

Croudace, IW, Rindby A, Rothwell G. 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. New Techniques in Sediment Core Analysis, Geological Society, London, Special Publications. 267:51-63

²FUNVISIS, Prolongación Calle Mara, El Llanito, Caracas 1073, Venezuela

¹Bureau 257, ISTerre, UMR CNRS 5275, Université de Savoie/Grenoble-Alpes, F-73376 Le Bourget du Lac.

2. La sédimentation récente sur la marge nord-vénézuelienne (littoral central) : enregistrement superposé des instabilités d'origine climatique et à conséquences de l'activité sismique (glissements, tsunamis)

Colón, S.¹, Beck, C.¹, Audermard, F.A.² et De Batist, M.³

Mécanique des Failles

1^{ère} Année, Soutenance prévue en 2013

La bordure septentrionale du Venezuela (bordure méridionale de la Plaque Caraïbe) correspond pour l'essentiel à un relais de grandes failles décrochantes actives, génératrice d'une marge escarpée et accidentée (Sud de la Mer Caraïbe, Fosse et Golfe de Cariaco, (Figure 2.1)). Cette région est donc exposée à trois sources d'aléas naturels : 1) séismes et effets directs, 2) tsunamis (liés à ces failles, à l'activité plus lointaine des Arcs Antillais, ou à des glissements sous-marins), 3) glissements et coulées aériens, parfois liés à des événements climatiques brutaux (cf. flash flood de Vargas, Décembre 1999). Le deuxième et le troisième type de phénomènes affectent directement la sédimentation soit marine (littoral et plateforme) soit lagunaire ou lacustre. Par ailleurs, les dernières variations globales (rapides) du niveau marin ont subdivisé et structuré l'empilement sédimentaire.

La partie récente de ces dépôts (env. 150 000 à 200 000 ans) a fait l'objet de deux campagnes préliminaires d'imagerie sismique à haute résolution, la première consacrée à la partie orientale (Golfe de Cariaco; Audermard et al., 2007 ; Van Daele et al., 2010) et la seconde au littoral central (entre Cabo Codera et la Golfe Triste, (Figure 2.2)). Cette seconde mission sera complétée par une nouvelle acquisition d'imagerie et la prise de carottes courtes en mer et dans les lagunes côtières. L'interprétation des sections sismiques et l'analyse sédimentologique des carottes sera utilisé pour ce travail de thèse avec un double but : 1) reconstituer l'évolution générale de la sédimentation sur la marge, et l'influence des changements environnementaux globaux; 2) connaître la distribution géographique et dans le temps (pour une période d'au moins 100 000 ans) des phénomènes catastrophiques majeurs (séismes, tsunamis, flash floods) qui se sont intercalés dans cette sédimentation. L'impact possible de la superposition de phénomènes externes et sismo-tectoniques (cf. récent séismes de Tucacas pendant un épisode pluvieux) et la

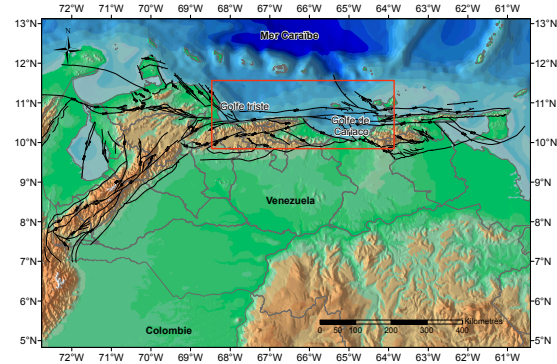


Figure 2.1: Carte de la région nord du Venezuela avec les failles quaternaires (Audermard et al. 2000), la localisation de la zone d'étude est marquée par le rectangle rouge

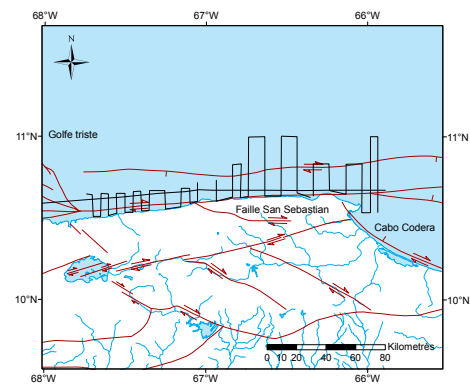


Figure 2.2: Localisation des profils sismiques acquis (lignes noires) entre le Golfe Triste et Cabo Codera, reporté sur carte de failles quaternaires d'après Audermard et al. (2000).

¹ISTERRE, Chambéry Université de Savoie, Bâtiment des Belledonnes, Campus Scientifique, 73376 Le Bourget du Lac Cedex, France, scolón@funvisis.gob.ve

²Earth Sciences Dpt. Venezuelan Foundation for Seismological Research FUNVISIS, Caracas, Venezuela faudemard@funvisis.gob.ve

³Renard Centre for Marine Geology -RCMG-, Université de Ghent, Belgique.

localisation des zones à risques pour les tsunamis, seront modélisés et discutés.

References

Audemard, F.A., Beck, C., Moernaut, J., De Rycker, K., De Batist, M., Sánchez, J., González, M., Sánchez, C., Versteeg, W., Malavé, G., Schmitz, M., Van Welden, A., Carrillo, E., Lemus, A., 2007. La depresión de Guara-cayal, estado Sucre, Venezuela: Una cuenca en tracción que funciona como barrera para la propagación de la rup-tura cosísmica. *Interciencia*, Vol. 32, No. 11, 735- 741.

Audemard, F.A., Machette, M., Cox, J., Hart, R. Haller, K., 2000. Map of Quaternary Faults of Venezuela. Scale 1:2,000,000. Accompanied by report: Map and Database of Quaternary Faults in Venezuela and Offshore regions (USGS Open-File Report 00-18, 78 p). *A project of the International Lithosphere Program Task Group II-2: Major active Faults of the World*(Regional Coord.: Carlos Costa, Univ. San Luis-Argentina, ILP II-2 co-chairman Western Hemi-sphere: Michael Machette, USGS-Colorado). Also in <http://greenwood.cr.usgs.gov/pub/open-file-reports/ofr-00-0018> (in pdf format).

Van Daele, M. Van Welden, A., Moernaut, J. Beck, C., Audemard, F., Sanchez, J., Jouanne, F. Carrillo, E., Malavé, G., Lemus, A., De Batist, M. 2011. Reconstruc-tion of Late-Quaternary sea- and lake-level changes in a tectonically active marginal basin using seismic stratigra-phy: The Gulf of Cariaco, NE Venezuela. *Marine Geology* 279 (2011) 37-51.

3. Evaluation tectonique des Failles Quaternaires du Jura Méridional

Camille de La Taille ^{1,3}, François Jouanne ², Christian Crouzet ², Hervé Jomard ³

Mécanique des failles / Tectonique, Relief, Bassins

1^{ère} Année, Soutenance prévue en 2015

Cadre de l'étude

En tant que partie déformée la plus externe des Alpes, la chaîne du Jura est considérée comme l'exemple type d'une chaîne pelliculaire plissée d'avant-pays. La formation de cette chaîne arquée est classiquement interprétée comme étant le résultat d'une poussée lointaine (Laubacher, 1961; Burkhard and Sommaruga, 1998; Willett and Schlunegger, 2009). Les évaporites du Trias constituent un niveau de décollement permettant à la couverture mésozoïque d'être plissée et transférée vers le NW. La déformation principale a lieu pendant le Miocène. La transition entre le Jura et les Alpes est faite par le bassin molassique (Figure 3.1). Ce dernier est un bassin flexural d'avant chaîne qui se développe dès l'Oligocène à l'avant des massifs subalpins et à l'arrière des futurs chaînons jurassiens. Ce bassin s'étend sur plus de 700 km, depuis la Savoie (France) à l'Ouest jusqu'à Linz (Autriche) à l'Est. La sédimentation y est continue du Stampien jusqu'au Tortonien et est caractérisée par une alternance d'environnements marins, fluviaux et lacustres (Matter et al., 1980).

De nos jours, l'activité sismique des principales failles du Jura méridional, telles que les failles du Vuache, de Culoz, et du col du Chat sont bien connues (Figure 3.2). Cependant, une des questions clé dans l'étude de l'aléa sismique consiste à connaître la récurrence des événements. La détermination des séismes antérieurs à la période historique associée à une chronologie est donc un enjeu important. L'activité sismique actuelle dans le Jura est distribuée dans le socle et dans la couverture, mais on ignore si un couplage mécanique existe entre ces deux unités. Ce point est pourtant crucial pour déterminer le potentiel sismogénique des failles, contrôlé par leur dimension géographique et leur profondeur.

Les trois failles que nous étudions sont des failles sénestres, leur orientation est comprise entre N120 et N140.

La faille du Vuache est la mieux connue, du fait des récents séismes survenus dans la région annécienne : comme celui du 15 juillet 1996, de magnitude 5 à Epagny, ou celui du 06 avril 2013, de magnitude 2,7 à Meythet

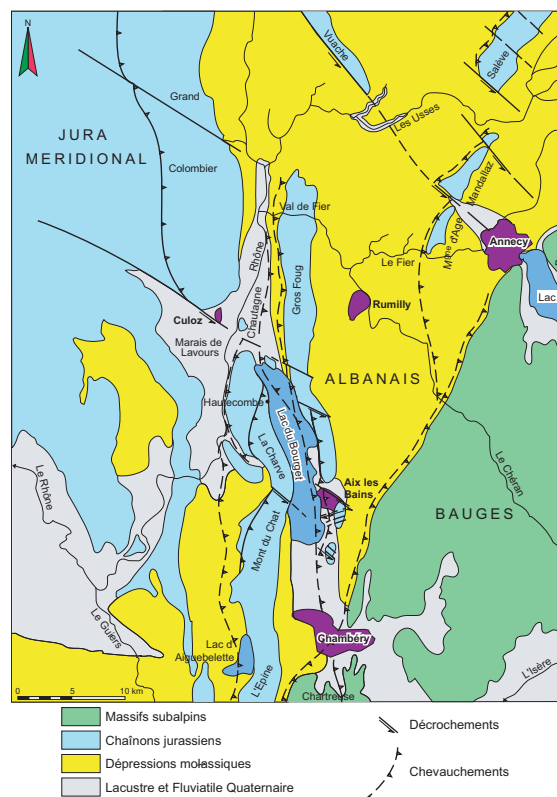


Figure 3.1: Carte du bassin savoyard

(NW d'Annecy) pour ne citer que les principaux ressentis par la population. La profondeur connue maximum des séismes est de 5 kilomètres sur cette faille.

La faille de Culoz s'étend depuis le Jura, dans l'Ain jusqu'à la plaine de la Chautagne, au Nord du Lac du Bourget (Savoie). Des séismes historiques sont connus sur cette faille comme le séisme profond du 19 février 1822, qui a eu une intensité de VI - VII (Vogt and Godefroy, 1979). La localisation précise de cette faille active n'est pas connue notamment sa terminaison Sud-Est reste à déterminer.

La faille du Col du Chat a été bien moins étudiée que les deux autres, bien que l'on connaisse en partie sa localisation. Un séisme historique est également connu, celui de novembre 1956 qui a été ressenti à Aix-les-bains avec une intensité de IV.

Ces failles sont les sources superficielles probables des séismes les plus importants de la région. Celle-ci est car-

¹ISTerre, Bureau 259, Bâtiment Belledonnes, Université de Savoie, 73376 Le Bourget du Lac, camille.de-la-taille@univ-savoie.fr

²ISTerre, Bâtiment Belledonnes, Université de Savoie, 73376 Le Bourget du Lac

³BERSSIN, IRSN, Batiment Fahrenheit, 31, avenue de la Division Leclerc, 92260 Fontenay-aux-Roses

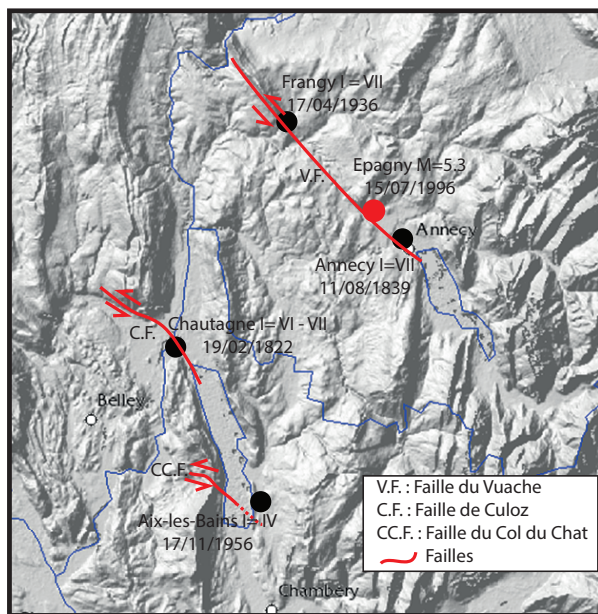


Figure 3.2: Localisation des failles du Vuache, de Culoz et du Col du Chat. La localisation du séisme instrumental d'Epagny (1996 Thouvenot et al., 1998) et celle présumée du séisme historique de Chautagne (1822 *Nu-mevt 10007 catalogue SisFrance*) sont reportées sur la figure. Les séismes de Frangy (1936) et Annecy (1839), *Catalogue SisFrance* sont marqués. Noter également le séisme d'Aix les Bains de novembre 1956 attestant l'activité de la faille du Col du Chat, *Gidon, 1957*.

actérisée par un environnement sédimentaire quaternaire, qui se prête bien à la recherche de marqueurs récents de déformations.

Méthodes Utilisées

Afin de mieux connaître ces failles, différentes approches combinées sont utilisées, reposant sur un savoir faire conjoint à ISTERRE et à l'IRSN :

- Une approche structurale qui s'attache à relier la localisation épicentrale des séismes enregistrées par le réseau sismologique SISMALP aux structures géologiques. Cette approche est, en particulier, réalisée dans le cas de la distribution spatiale des répliques du séisme d'Epagny. Dans ce cas, on dispose en effet à la fois de localisations fines des séismes et d'une bonne connaissance de la structure géologique issue de la réinterprétation de profils sismiques industriels.

- Une approche paléosismologique pour laquelle il est question de rechercher et de caractériser les traces laissées en surface par d'éventuels séismes majeurs qui auraient pu se produire sur les failles du Vuache et de Culoz. Ce travail mobilise des compétences pluridisciplinaires telles que la cartographie géologique, l'analyse

sédimentologique, la prospection géophysique de subsurface et l'analyse de tranchées paléosismologiques.

- Une approche de géophysique profonde (quelques km) basée sur l'étude de profils sismiques industriels retraités et visant à caractériser l'enracinement ou non des failles étudiées dans le socle sous-jacent. Des profils sismiques lacustres, réalisés lors de deux campagnes (1991, 1993,) sont réinterprétés. Ils permettent de voir les remaniements des sédiments lacustres interprétés comme induits par des tremblements de terre. Des profils de tomographie électrique de résistivité sont réalisés dans la plaine de la Chautagne pour connaître la localisation de la faille de Culoz.

- Une approche sédimentologique qui vise à caractériser la récurrence des séismes, durant l'Holocène, à travers l'identification de marqueurs qu'ils ont pu laisser dans les enregistrements sédimentaires des grands lacs naturels alpins (i.e. lac du Bourget pour étudier la faille de Culoz, lac d'Annecy pour l'étude de la faille du Vuache). Ceci grâce des profils sismiques lacustres ainsi que des carottages.

Bibliographie

Burkhard, M. and Sommaruga, A., Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt. In: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 134, 279-298, 1998.

Gidon, P., Les causes du tremblement de terre d'Aix les Bains, *Revue de Savoie*, 141-150, 1957.

Laubscher, H., Die Fernschubhypothese der Jura-faltung, *Eclogae Geol. Helv.*, 54, 222-282, 1961.

Matter, A., Homewood, P., Caron, C., Rigassi, D., Van Stuijven, J., Weidmann, M. and Winkler, W., Flysch and molasse of western and central Switzerland, *Geology of Switzerland a guide book (Part B : excursions)*, 261-263, Wepf, Basel, 1980

Thouvenot, F., Fréchet, J., Tapponnier, P., Thomas, J.-C., Le Brun, B., Ménard, G., Lacassin, R. and Jenatton, L. and Grasso, J.-R., Coutant, O., Paul, A. and Hatzfeld, D., The ML 5.3 Epagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15: a long-awaited event on the Vuache Fault, *Geophys. J. Int.*, 135, 876-892, 1998.

Vogt, J. and Godefroy, P., Le tremblement de terre du 19 février (Bugey-Savoie) éléments de discussion, *BRGM*, 1979.

Willett, Sean D. and Schlunegger, Fritz, The last phase of deposition in the Swiss Molasse Basin: from foredeep to negative-alpha basin, *Basin Research*, 22, 623-639, 2010.

4. Tomographie, Mohographie et Localisation de séismes dans un modèle 3D : applications aux Alpes occidentales et aux Andes centrales

Bertrand Potin^{1 2}, François Thouvenot², Bernard Valette³

Mécanique des failles

1^{ère} Année, Soutenance prévue en 2015

Malgré les progrès accomplis au cours des dernières décennies, les localisations de routine des séismes se font le plus souvent en utilisant des modèles de vitesse constitués d'un empilement de couches homogènes. Ces modèles sont particulièrement mal adaptés à l'étude des chaînes de montagnes et à leur avant-pays, où la profondeur de la discontinuité majeure que constitue le Moho peut varier considérablement (voir figure 4.1). Disposer d'un modèle réaliste de la croûte est en outre un facteur essentiel pour une bonne estimation de la profondeur focale et du mécanisme au foyer d'un séisme.

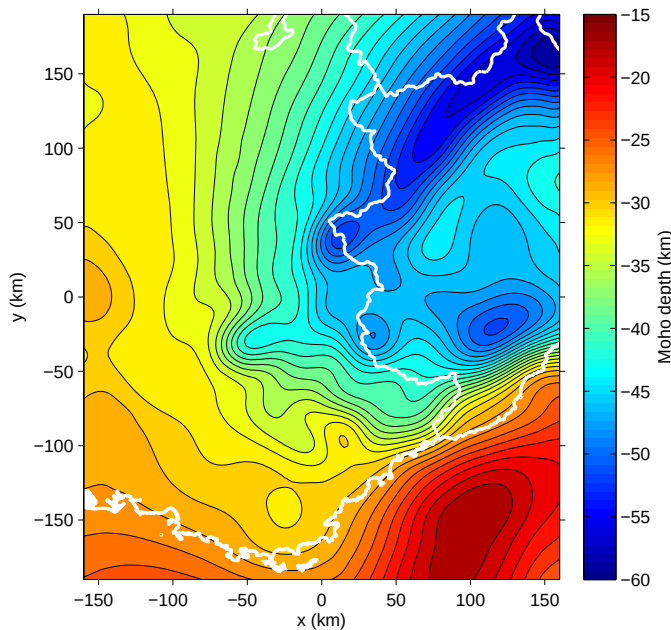


Figure 4.1: Moho Alpin synthétisé à partir de plusieurs modèles locaux et régionaux, utilisé comme interface *a priori* pour la tomographie.

L'objet principal de cette thèse est de déterminer, à partir des observations de séismes locaux et régionaux, la structure profonde d'un orogène modélisé par une croûte et un manteau comportant chacun des variations con-

tinues de vitesses de propagation, séparés par une discontinuité (Moho). L'utilisation des temps de parcours des ondes réfractées, lorsqu'elles existent, en plus de ceux des ondes directes permettra d'améliorer la précision de la détermination des profondeurs focales. L'adjonction des données d'ondes *PmP* ou *SmS* se réfléchissant sur le Moho, permettra de mieux identifier sa topographie. Bien que ces ondes soient la phase prépondérante du signal sismique dans un domaine de distance épacentrale allant de 100 à 150 km, elles sont rarement utilisées en tomographie. Le Moho reste ainsi une interface mal connue sous les orogènes, malgré les efforts de sismologie expérimentale déployés depuis le milieu du siècle dernier, les rares données ponctuelles étant souvent controversées (Thouvenot *et al.*, 2007). Mieux détailler sa topographie reste un enjeu majeur pour la compréhension géodynamique des orogènes, mais également à cause de l'influence que cette géométrie peut avoir sur la propagation des rais.

Un second temps fort de cette thèse concerne la localisation des foyers de séismes. C'est un aspect extrêmement important de l'étude de la sismologie locale (essaims de séismes, alignements, etc.) qui nécessite souvent des précisions de l'ordre de quelques centaines de mètres. Cette précision est pratiquement impossible à atteindre en utilisant des modèles 1D avec lesquels l'erreur verticale est rarement inférieure à deux ou trois kilomètres. Un modèle de vitesse en trois dimensions est donc capital pour accroître la précision, tant sur les localisations que sur les mécanismes au foyer.

La sismicité des Alpes occidentales est étudiée depuis plus de vingt ans grâce au réseau Sismalp de l'observatoire de Grenoble (Thouvenot et Fréchet, 2006). Près de vingt-six mille séismes ont pu ainsi être observés et localisés. Cette importante base de données, à laquelle on adjoindra des données suisses et italiennes, sera utilisée pour modéliser l'ensemble de la lithosphère des Alpes occidentales. Ce n'est en effet que dans la zone sismique la plus active qu'une tomographie crustale a été menée il y a une dizaine d'années (Paul *et al.*, 2001). Une meilleure connaissance des structures profondes, outre l'intérêt fondamental qu'elle présente sur le plan orogénique, permettra de mieux identifier les failles actives par des localisations 3D de qualité et d'obtenir des mécanismes au foyer beaucoup plus fiables.

¹Bureau 232, bertrand.potin@ujf-grenoble.fr

²ISTerre Grenoble

³ISTerre Chambéry

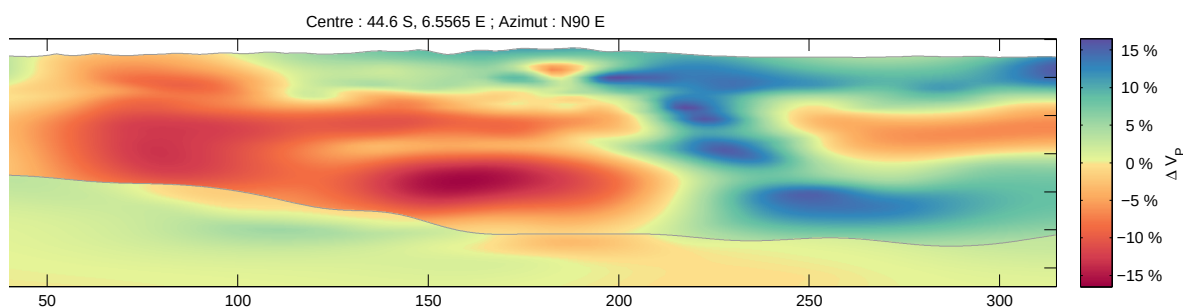


Figure 4.2: Coupe Est–Ouest des Alpes au niveau de Guillestre représentant les variations de vitesse des ondes P déduites de l’inversion de 15 000 séismes.

Un premier test effectué dans le cadre d’un stage de master deux a d’ailleurs apporté des résultats encourageants tant sur le plan pratique que scientifique (voir figure 4.2).

Un second exemple sera fourni par les Andes centrales, avec des données très hétérogènes venant notamment d’une campagne de plusieurs années au cours de laquelle la sismicité locale et régionale a été enregistrée, mais aussi de réseaux nationaux de plusieurs pays, de campagnes locales pour l’étude de volcans, etc. . L’analyse de ces données permettra de modéliser un orogène dans un contexte de subduction, et dans une zone particulièrement complexe sur le plan géodynamique.

Bibliographie

F. Thouvenot, A. Paul, J. Fréchet, N. Béthoux, L. Jenatton, R. Guiguet, Are there really superposed Mohos in the southwestern Alps? New seismic data from fan-profiling reflections, *Geophys. J. Int.* 1180–1194, 2007

Thouvenot, F., Fréchet, J., Seismicity along the north-western edge of the Adria microplate. In : Pinter, N., Greneczy, G., Weber, J., Stein, S., Medak, D. (eds), *The Adria Microplate : GPS Geodesy, Tectonics and Hazards*, Nato Sci. Ser., IV. Earth and Envir. Sci. 61, Springer, Dordrecht, 335 – 349., 2006

A. Paul, M. Cattaneo, F. Thouvenot, D. Spallarossa, N. Béthoux, J. Fréchet, A three-dimensional crustal velocity model of the southwestern Alps from local earthquake tomography, *J. Geophys. Res.* 19367 – 19389, 2001

Poster

B. Potin, V. Monteiller, B. Valette, F. Thouvenot, Locating Earthquakes in the Western Alps with a Probabilistic Approach using a Tomographic model and a 26,000-event database, *Poster presented at the 2012 AGU fall meeting*, 2012

5. Sismogénèse lors des déformations transitoires : les cas des glissements lents et des intrusions fluides

Thomas REVERSO¹ David MARSAN², Agnès HELMSTETTER³

Équipe Mécanique des Failles

1^{ère} Année, Soutenance prévue en 2015

Dans cette thèse, je m'intéresse à l'analyse des séquences de sismicité liées à des déformations lentes, ayant pour origine soit une intrusion fluide (cas des amas de sismicité, notamment en régime d'extension), soit un glissement lent (dont les précurseurs sismiques, en particulier en zone de subduction, mais aussi le post-glissement suite à un séisme majeur).

Idée principale

Au niveau d'une faille (voir figure 5.1), il se produit un taux de chargement tectonique relativement constant au cours du temps. Or une faille n'est jamais totalement bloquée: elle possède des endroits préférentiels où du glissement asismique peut se produire, et d'autres endroits, "des aspérités", qui concentrent de manière permanente les contraintes, ne les libérant que lorsqu'un certain seuil de chargement est atteint. Quand cela se produit, la faille glisse rapidement provoquant ainsi un séisme. Cependant lors d'événements transitoires, comme lors d'un glissement lent ou d'intrusion de fluides, le taux de chargement de Coulomb augmente au niveau de ces aspérités, qui atteignent par conséquent plus fréquemment le seuil limite de résistance.

D'un point de vue sismologique, cela se traduit par une nette augmentation du taux d'occurrence des séismes, localisée spatialement et temporellement.

Par conséquent, je suis à la recherche des augmentations des taux de chargement dans différentes zones en subduction à travers l'étude de la sismicité.

Méthode : le modèle ETAS

Pour cela, il me faut retrouver, parmi tout les séismes d'un catalogue donné (en l'occurrence le PDE ("Preliminary Determination of Epicenters") de l'USGS) ceux qui seraient générés par du chargement tectonique. Pour cela, j'utilise le modèle ETAS ("Episodic Type Aftershock Sequence"), développé par *Ogata et al., 1988*. Ce modèle consiste à séparer de manière probabiliste les séismes générés spontanément et indépendamment des autres séismes, définissant "la sismicité de fond"; et les séismes qui sont dus à l'interaction entre séismes (comme

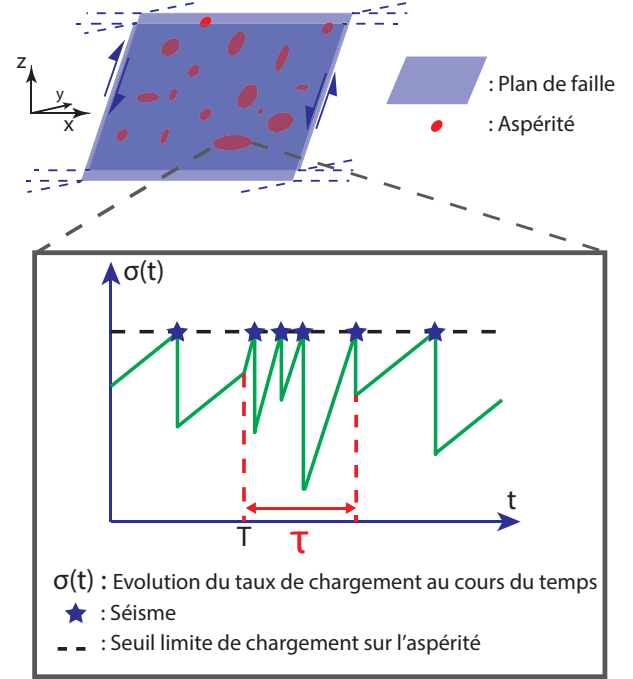


Figure 5.1: En haut: Schéma représentant les zones d'aspérités présentes le long d'un plan de faille. En bas: évolution du taux de chargement au niveau d'une aspérité. A partir d'un temps T et durant une période τ , il se produit une augmentation du taux de chargement se traduisant par une augmentation de la sismicité.

c'est le cas entre les choc principal/répliques). On peut réécrire simplement que le taux d'occurrence de la sismicité dans une zone au cours du temps $\lambda(x, y, t)$ est:

$$\lambda(x, y, t) = \mu(x, y, t) + \nu(x, y, t) \quad (5.1)$$

Dans cette équation, le terme μ est un terme indépendant de toute sismicité antérieure et liée à une activité sismique "spontanée". Ce terme ne peut donc pas être calculé par des modèles pour un ensemble de catalogues car il dépend des différents couplage/forçage de la zone. Cependant, nous pouvons estimer le terme $\nu(x, y, t)$, grâce à des lois sismologiques connues (ex: la loi d'Omori, loi d'échelle pour les longueurs de rupture) et $\lambda(x, y, t)$ nous est donné facilement à l'aide de différents catalogues sismiques (ex: PDE, ISC, etc).

¹Bureau 272, ISTerre, Le Bourget du lac, thomas.reverso@univ-savoie.fr

²ISTerre, Le Bourget du lac

³ISTerre, Grenoble

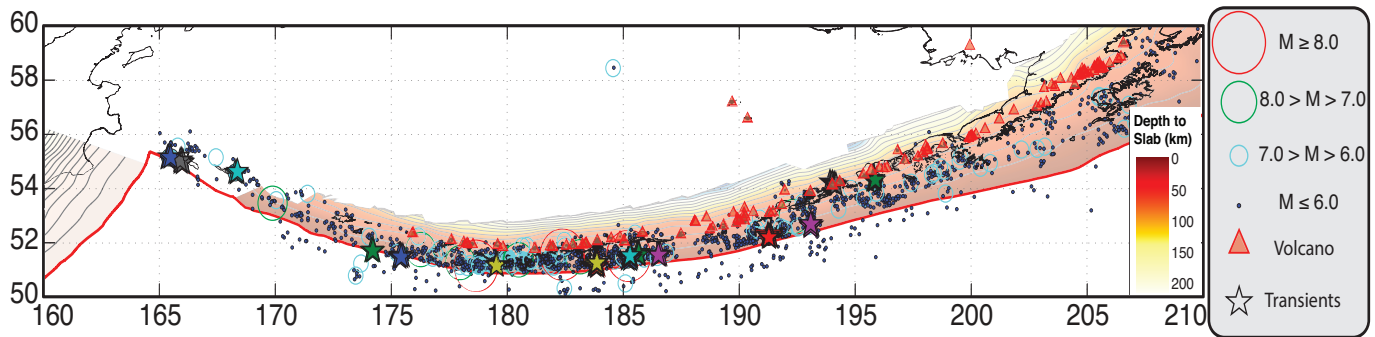


Figure 5.2: Carte montrant la sismicité au niveau des îles Aléoutiennes. On voit que celle-ci se situe principalement au niveau de la subduction (la profondeur du plan de subduction est indiquée par le code rouge/blanc). Les séquences montrant une augmentation de la sismicité transitoire ne s'expliquant pas par des lois d'interactions entre séismes sont indiquées par des étoiles.

L'objectif est donc de déterminer au mieux le terme $\nu(x, y, t)$ afin d'identifier le plus sûrement possible les séismes de fond.

Par la suite, il me faut évaluer les zones où je note une augmentation significative de la sismicité de fond $\mu(x, y, t)$, par rapport à un taux moyen.

Au final, il me restera à étudier les mécanismes produisant ces augmentations de la sismicité.

Zone d'étude

Dans un premier temps, je me focalise sur la sismicité produite au niveau des zones de subduction. Plus particulièrement, j'ai étudié la zone des îles Aléoutiennes, dans laquelle une forte sismicité a été détectée depuis 40 ans et où de gros séismes ($M_w \geq 8.0$) se sont produits au cours du XX^{eme} siècle (par exemple, le séisme de Prince William Sound $M_w = 9.2$ en 1964, ou encore celui de Rat Islands $M_w = 8.7$ en 1965).

Cette région est propice à des glissement lents (ceux-ci se produisant au niveau des zones de subductions) et aux intrusions fluides, puisque de nombreux volcans d'arrières arcs se sont développés.

Résultats préliminaires et perspectives

J'ai ainsi mis en évidence des épisodes transitoires d'augmentation de la sismicité, ne correspondant pas à des séquences de répliques, ce qui prouve la validité de notre modèle (voir 5.2).

Par la suite, après avoir optimisé mon modèle et poursuivi mon étude dans d'autres zones en subduction, je pourrais tester mon modèle au niveau d'autre secteurs tectoniques, comme au niveau des zones de collision (par exemple, les Alpes), ou encore en contexte extensif (par exemple, sur le rift de Corinthe).

Le projet REAKT

Mon sujet de thèse s'inscrit dans le projet européen REAKT ("Real Time EArthquake RisK ReducTion"). Celui-ci consiste à mieux comprendre les risques liés aux tremblements de terre et améliorer la capacité à protéger les structures, les infrastructures et les populations locales, par le biais d'approches multidisciplinaires que ce soit en géophysique, en géologie ou encore en géotechnique.

Bibliographie

- Ogata, Y., Statistical Models for Earthquake Occurrences and Residual Analysis for Point Processes, *J. Am. Stat. Assoc.*, 83, pp. 9-27, 1988
- Zhuang, J., Y. Ogata, D. Vere-Jones, Stochastic declustering of Space-Time Earthquake occurrences, *J. Am. Stat. Assoc.*, 97, pp. 369-380, 2002

Publication

- Reverso, T., Marsan, D., and Helmstetter, A., Searching for aseismic slip in subduction zones, Poster presented at: *European Geosciences Union 2013 General Assembly*, 07-12 avril 2013.

6. Mécanisme de Fluage des Failles Actives : apport des grands forages et expérimentation de laboratoire

Julie RICHARD¹ Jean-Pierre GRATIER, Mai-Linh DOAN

Mécanique des Failles

3^e Année, Soutenance prévue en 2013

Les failles actives peuvent relaxer des contraintes de deux façons différentes : par glissement rapide au cours d'un séisme et par glissement lent et asismique en fluage. Ces deux comportements sont souvent complémentaires et font parties intégrantes du cycle sismique, l'un représente les déformations co-sismiques, tandis que l'autre intervient principalement durant la période post-sismique, mais il peut aussi accommoder les déplacements de failles asismiques. En général, pour qu'un nouveau séisme puisse se produire sur une faille, des processus de cicatrisation et de renforcement interviennent également durant les périodes post et intersismiques (*Reid*, 1910). Ces processus jouent un rôle clé dans la restauration des propriétés rhéologiques des failles actives. Sans eux, la mise en place d'un nouveau cycle sismique serait impossible. Ce comportement asismique, permanent ou postsismique, des grandes failles actives reste peu connu. Et pour cause, il fait intervenir plusieurs processus qui sont souvent difficiles à reproduire en laboratoire, notamment à cause de leur lenteur. De même, leur observation naturelle directe requiert du matériel se situant en profondeur, au cœur de la faille. Pourtant, la compréhension du mécanisme de fluage servant à relaxer les contraintes tectoniques et à prévenir les séismes majeurs, est essentielle pour l'élaboration d'un modèle du comportement asismique des failles.

La faille de San Andreas présente, comme beaucoup de failles actives, un comportement contrasté avec des zones qui glissent en continu par fluage et d'autres qui ne glissent qu'épisodiquement en très gros séismes (*Burford et Harsh*., 1980). Le fluage peut relaxer une part importante des contraintes tectoniques, évitant ainsi les gros séismes. Il est donc essentiel de comprendre ce processus qui sécurise le comportement des failles sachant que ce fluage reste associé à une microsismicité permanente voire à quelques séismes modérés (*Nadeau et al.*, 1995). Un forage à travers la faille de San Andreas (SAFOD) (*Zoback et al.*, 2011) nous a permis de travailler sur des échantillons issus de ces zones de fluage. Les premières études montrent que ce fluage se produit par des transferts de matière sous contraintes en présence de fluides et qu'il est toujours associé à des fracturations (*Gratier et al.*, 2011).

On sait, par des essais de laboratoire, que la fracturation active les transferts par apport de fluide mais on

sait aussi que les transferts de matière s'annihilent en colmatant les fractures (*Gratier et Gueydan*., 2007). Le but de cette thèse est de comprendre la complexité de ces interactions à l'échelle microstructurale, en s'appuyant sur des observations naturelles et sur des expériences en laboratoire.

Les observations naturelles ont été effectuées sur des échantillons collectés en forage dans une faille active de la croûte supérieure en Californie (San Andreas Fault). Le travail effectué sur ces échantillons a utilisé des moyens analytiques (microsonde, cartographie fluo-X, microscopes optique et électronique, FEG, cathodoluminescence, tomographie rayons X...). Nous avons notamment cherché à caractériser les processus qui contrôlent la cinétique du fluage par transfert de matière sous contrainte, ainsi que son évolution dans le temps et son impact sur les microstructures et la composition minéralogique. Nous avons également étudié l'intensité des déformations induites par ce fluage par dissolution-cristallisation et les processus de cicatrisation associés. On sait que ces processus sont très dépendants de la fracturation qui pourrait être statique ou dynamique. Pour différencier ces modes de fractures, on a procédé à des expériences en laboratoire (essais statiques sous presse Schenk, essais dynamiques sur barres de Hopkinson) qui ont permis de reproduire ces modes statiques ou dynamiques, et d'en identifier les marqueurs, comme les multiples fractures radiales au contact entre grains.

Cette double approche, naturelle et expérimentale, nous a permis de construire un modèle d'évolution microstructurale (Figure 6.1), afin de comprendre dans quelles conditions le fluage par dissolution-cristallisation est suffisamment efficace pour relaxer les contraintes et prévenir la nucléation de séismes modérés à larges. Nous montrons ainsi qu'il existe deux paramètres cruciaux pouvant accélérer le fluage par transfert de matière : la présence de phyllosilicates et le degré de fracturation des roches. Cependant, ces deux paramètres peuvent évoluer au cours du temps, à différentes échelles du cycle sismique : - Durant les périodes intersismiques (décade au millénaire) : la fracturation active le fluage postsismique. Cependant, la cicatrisation progressive des fractures annihile cet effet. Dans le même temps, la croissance de phyllosilicates associée à des flux de fluides postsismiques pourrait aussi activer le fluage. - Durant des périodes géologiques plus longues (centaines de milliers à

¹Bureau 301, julie.richard@ujf-grenoble.fr

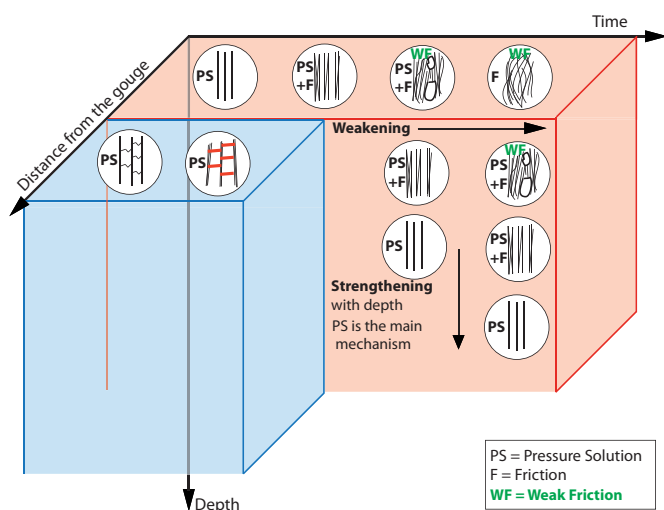


Figure 6.1: Modèle d'évolution de la composition minéralogique d'une gouge de faille en fonction du temps, de la profondeur et de l'éloignement à la zone de gouge. La zone en bleu correspond au mécanisme de fluage observé en bordure de la zone de fluage. Dans cette zone le fluage par dissolution-cristallisation est le mécanisme de fluage principal. La cicatrization de la zone par recristallisation de calcite permet d'entretenir ce mécanisme au cours du temps, mais également en profondeur. La zone en rouge correspond aux mécanismes de fluage observés à l'intérieur de la zone de fluage (ou de gouge). Le fluage par dissolution-cristallisation est très efficace au début mais comme il n'y a que peu voir pas de cicatrization dans cette zone, au fur et à mesure du temps, la composition minéralogique évolue pour devenir majoritairement composée d'argiles. Le coefficient de friction de cette zone de gouge devient très faible et le fluage peut ainsi se faire par le glissement des couches d'argiles les unes sur les autres. En revanche, ce mécanisme ne marche plus en profondeur car l'argile composant plus de 70 % de la zone devient instable avec l'augmentation de la température et se transforme en minéraux de plus en plus dur avec la profondeur, permettant ainsi au fluage par dissolution-cristallisation de redevenir efficace et le mécanisme de fluage principal.

millions d'années), la composition du matériel constituant la gouge déformé par dissolution-cristallisation évolue par la concentration passive des phyllosilicates provoquée par la dissolution des minéraux solubles. Si leur quantité est suffisamment importante, les phyllosilicates pourraient contrôler le mécanisme de fluage et accommoder la déformation par friction entre les couches d'argile.

Bibliographie

Burford R.O., Harsh P.W., 1980. Slip on the San Andreas fault in central California from alignment array surveys. *Bull. Seismolog. Soc. Am.*, v. 70(4), 1233-1261.

Gratier J.P., Richard J., Renard F., Mittempergher S., Doan M.L., Di Toro G., Hadizadeh J., Boullier A.M., 2011. Aseismic sliding of active faults by pressure solution creep: evidence from the San Andreas Fault zone Observatory at Depth, *Geology*, v. 39(12), 1131-1134.

Gratier J.P., Gueydan F., 2007. Deformation in the presence of fluids and mineral reactions: effect of fracturing and fluid-rocks interaction on seismic cycle, in *M.R. Handy, G.H. N. Hovius, ed., Tectonic Faults: agent of change on a dynamic earth: Cambridge, Mass., USA, The MIT Press*, p. 319-356.

Nadeau R.M., Foxall W., McEvilly T.V., 1995. Clustering and periodic recurrence of microearthquakes on the San Andreas Fault at Parkfield, California. *Science*, v. 267, 503-507.

Reid H.F., 1910. The mechanics of the earthquake, in *The California Earthquake of April 18, 1906 Report of the State Earthquake Investigation commission vol 2. Carnegie Institute Washington Publ.*, 87, 192p.

Zoback M., Hickman S., Ellsworth W., et al., 2011. Scientific drilling into the San Andreas Fault Zone An Overview of SAFOD's first five years. *Scientific Drilling* v. 11, 14-28.

Publications

Richard, J., Gratier, J-P., Doan M-L., Boullier A-M., Renard F., 2013. Time and space evolution of an active creeping zone: competition between brittle and ductile deformations, new insights from microstructure studies of SAFOD (San Andreas Fault Observatory at Depth) samples. Abstr. EGU2013-1422, EGU Oral presentation.

Richard, J., Gratier, J-P., Doan M-L., Boullier A-M., Renard F., 2012. Time and space evolution of an active creeping zone: competition between brittle and ductile deformations, new insights from microstructure studies of San Andreas Fault Observatory at Depth samples. Abstr. T31C-2607, AGU Poster.

Gratier J.P., **Richard J.**, Renard F., Mittempergher S., Doan M.L., Di Toro G., Hadizadeh J., Boullier A.M., 2011. Aseismic sliding of active faults by pressure solution creep: evidence from the San Andreas Fault zone Observatory at Depth, *Geology*, v. 39(12), 1131-1134.

Richard, J., Gratier, J-P., Renard, F., Mittempergher, S., Doan, M., di Toro, G., Hadizadeh, J., Boullier-Bertrand, A., 2010. Pressure solution creep as a mechanism of aseismic sliding in active faults: evidence from the San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD). *Eos Trans. AGU* 91 (52), Abstr. T41A-2106.

Chapitre 6

Équipe Minéralogie et environnement.

Sommaire

1.	Organisation de l'Eau et des Ions dans l'Espace Interfoliaire des Smectites	62
2.	Étude de la Monazite comme Chronomètre et Traceur Géochimique des Minéralisations Hydrothermales	64
3.	Partitionnement des Eléments Traces pendant les processus de serpentinisation	66

1. Organisation de l'Eau et des Ions dans l'Espace Interfoliaire des Smectites

Dazas Baptiste¹ Lanson Bruno, Ferrage Eric²

Minéralogie et Environnement, ISTerre

2^e Année, Soutenance prévue en 2014

Smectite interlayer water plays a pivotal role for element mobility, and its structure and dynamics in clays is key to predict the fate of pollutants. These properties are commonly investigated with spectroscopic methods (quasi-elastic or inelastic neutron scattering, NMR) or molecular dynamics. These techniques have been coupled on fluorinated analogues of natural smectites (N. Malikova et al., 2007; Virginie Marry et al., 2011; N. Malikova et al., 2005) owing to the absence of structural OH which is beneficial to the simplicity and the quality of the signal. Last year study (B. Dazas et al., 2012) succeed at assessing the validity of fluorohectorite as an analogue for natural low-charge montmorillonites owing to the contrasting water vapor sorption isotherms obtained on hydroxylated (Eric Ferrage et al., 2010) and fluorinated (N. Malikova et al., 2007) samples.

The present study aims at assessing structural organization in smectites in nearly saturated conditions. With increasing water activity, smectites exhibit a stepwise expansion, hosting 0,1,2 or 3 planes of H₂O molecules within their interlayer space (Nagelschmidt, 1936; Bradley et al., 1937; Mooney et al., 1952; Norrish, 1954) see Figure 1.1.

The crystal structure of 0W, 1W, and 2W states have been thoroughly determined with a wealth of experimental and computational techniques. On the other hand, the few available structure models available for the 3W states determined from X-ray diffraction (XRD)

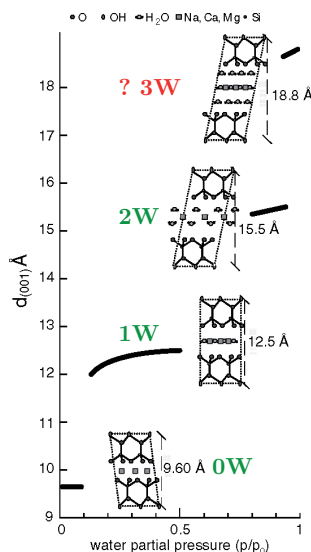


Figure 1.1: Variation in d-spacings of a smectite as a function of the water partial pressure (p/p_0) After Meunier, *Clays*, 2005.

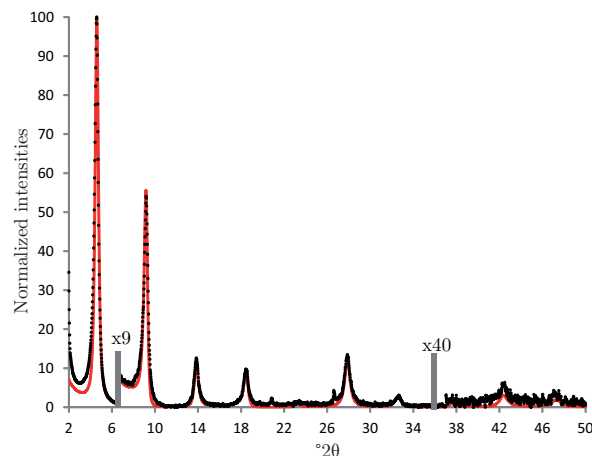


Figure 1.2: Comparison between experimental data (black dots) and simulated XRD pattern (red line) with interlayer configuration extracted from GCMC simulation for magnesium saturated sample.

modeling (Holmboe et al., 2012) or Monte-Carlo simulations (L. Tao et al., 2010; Tambach et al., 2004; Chang et al., 1995) are not fully consistent, and a robust model is still to be uncovered. The present work will thus report on water organization in trihydrated montmorillonite interlayers by combining both XRD and Monte-Carlo molecular modeling. SWy-1 Montmorillonite sample was selected for this study and saturated by four cations : Na, Ca, Mg, Ba to unravel the relative contributions of interlayer cations and water molecules. X-ray diffraction patterns were then acquired above 95%RH (relative humidity) on a Bruker D8 equipped with a humidity controller coupled to a sample environment chamber. The four samples reached stable trihydrated states. Grand canonical Monte-Carlo (GCMC) simulations were performed using a homemade program as explained by Ferrage et al (Ferrage et al., 2011). The electron density profiles obtained from GCMC simulations were used as structure models and XRD calculations. Combined GCMC and XRD-simulations are in good agreement with diffraction data (Figure 1.2).

Electron density profiles derived from GCMC simulations can be described with four Gaussian curves (Figure 1.3), two close from clay basal surfaces and two

²IC2MP, HydrASA, CNRS, Université de Poitiers, 40 avenue du Recteur Pineau, 86022 Poitiers Cedex, France

¹ISTerre, Minéralogie et Environnements, Bureau 339, baptiste.dazas@ujf-grenoble.fr

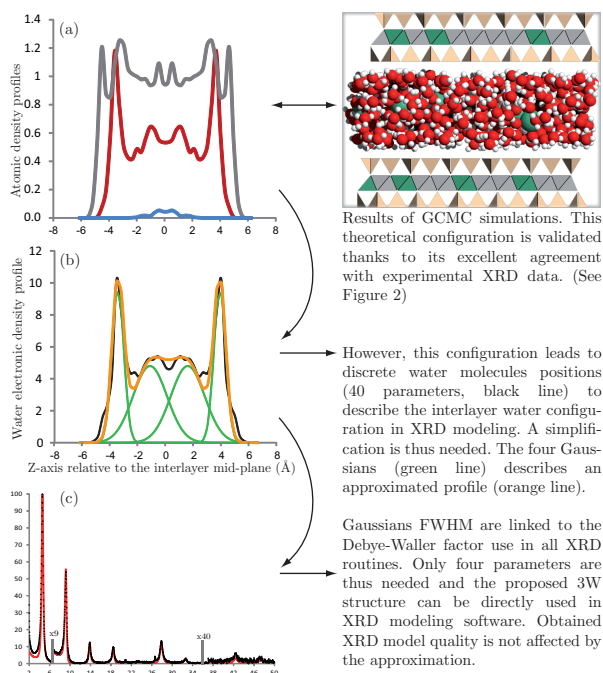


Figure 1.3: (a) Atomic profile obtained from GCMC simulation. Grey, red and blue lines stands for H, O and Mg atoms. (b) Water electronic profile deduced from (a) with 2 sets of 2 gaussians. (c) experimental (black dots) and simulated (red lines) diffractions patterns obtained with Debye-Waller parameters extract from Gaussians approximation

other closer to the interlayer mid-plane, the latter being much broader than the former. The position of the Gaussian curves depends on the layer-to-layer distance but is independent on the nature of the interlayer cation. In addition, GCMC simulations allowed evidencing the increasing number of H₂O molecules coordinating divalent cations with increasing hydration enthalpy. Divalent cations with the lowest hydration enthalpy are octahedrally coordinated to H₂O molecules, while cations with a higher hydration energy present cubic or even superior coordinations. Interlayer cations are distributed either as a single (Mg, Ca) or as a double (Ba, Na) Gaussian profile. The interlayer configuration can be satisfactorily simplify with Gaussians allowing the proposed configuration to be implemented in all common XRD Modeling softwares with a ready to use set of parameters.

Bibliographie

Malikova, N.; Cadne, A.; Dubois, E.; Marry, V.; Durand-Vidal, S.; Turq, P.; Breu, J.; Longeville, S.; Zanotti, J.-M. *J. Phys. Chem. C* 2007, 111, 1760317611.
Marry, V.; Dubois, E.; Malikova, N.; Durand-Vidal, S.; Longeville, S.; Breu, *J. Environ. Sci. Technol.* 2011,

45, 28502855.

Malikova, N.; Cadne, A.; Marry, V.; Dubois, E.; Turq, P.; Zanotti, J.-M.; Longeville, S. *Chemical Physics* 2005, 317, 226235.

Dazas, B.; Lanson, B.; Ferrage, E. *Rapport du congrès des doctorants 2012*

Ferrage, E.; Lanson, B.; Michot, L. J.; Robert, J.-L. *J. Phys. Chem. C* 2010, 114, 45154526.

Nagelschmidt, G. *Z. Kristallogr.* 1936, 93, 481487.

Bradley, W. F.; Grim, R. E.; Clark, G. L. *Z. Kristallogr.* 1937, 97, 216222.

Mooney, R. W.; Keenan, A. G.; Wood, L. A. *J. Am. Chem. Soc.* 1952, 74, 13711374.

Norrish, K. *Discuss. Faraday Soc.* 1954, 18, 120134.

Holmboe, M.; Wold, S.; Jonsson, M. *J. Contam. Hydrol.* 2012, 128, 1932.

Tao, L.; Xiao-Feng, T.; Yu, Z.; Tao, G. *Chinese Phys. B* 2010, 19, 109101.

Tambach, T. J.; Hensen, E. J. M.; Smit, B. *J. Phys. Chem. B* 2004, 108, 75867596.

Chang, F. R. C.; Skipper, N. T.; Sposito, G. *Langmuir* 1995, 11, 27342741.

Ferrage, E.; Sakharov, B. A.; Michot, L. J.; Delville, A.; Bauer, A.; Lanson, B.; Grangeon, S.; Frapper, G.; Jimenez-Ruiz, M.; Cuello, G. J. *J. Phys. Chem. C* 2011, 115, 1867.

Publications

Dazas B. Les smectites fluorées sont-elles des systèmes modèles adéquats pour l'étude de l'hydratation des smectites naturelles ?, *Poster, 9ème Colloque Annuel du GFA*, Paris, 2011.

Dazas B. Is fluorohectorite a reliable model system to determine the hydration properties of natural smectites?, *Oral, 49th Annual Meeting CMS*, Golden (Colorado), USA, 2012.

Dazas B. Les smectites fluorées sont-elles des systèmes modèles adéquats pour l'étude de l'hydratation des smectites naturelles ? (VERSION 2), *Poster, 11ème Colloque Annuel du GFA*, Paris, 2013.

Dazas B. Interlayer structure of trihydrated (3W) montmorillonite, *Oral, 11ème Colloque Annuel du GFA*, Paris, 2013.

Dazas, B.; Lanson, B.; Breu, J.; Robert, J.-L.; Pelletier, M.; Ferrage, E. Smectite fluorination and its impact on interlayer water content and structure: A way to fine tune the hydrophilicity of clay surfaces? *Submitted*

Dazas B. Is fluorohectorite a reliable model system to determine the hydration properties of natural smectites?, *Oral, XV International Clay Conference*, Rio de Janeiro, 2013.

Dazas B. Interlayer structure of trihydrated (3W) montmorillonite, *Oral, XV International Clay Conference*, Rio de Janeiro, 2013.

2. Étude de la Monazite comme Chronomètre et Traceur Géochimique des Minéralisations Hydrothermales

Alexis Grand'Homme¹, Émilie Janots, Anne-Magali Seydoux-Guillaume²

Minéralogie et Environnements

1^{ère} Année, Soutenance prévue en 2015

La datation de minéralisations hydrothermales est délicate car la majorité des chronomètres souffrent de perturbation de leurs systèmes isotopiques en milieu ouvert (présence de fluides). Bien que la monazite soit rare dans les dépôts hydrothermaux, c'est un chronomètre très attractif pour la datation des minéralisations car son système isotopique (U-Th-Pb) est très robuste à la diffusion. En présence de fluides, la monazite peut (re)cristalliser sporadiquement et chaque épisode de cristallisation peut être daté individuellement. Les différents épisodes de croissance se distinguent par des zonations en éléments traces (REE+Y, Th, U et Pb) dans la monazite. En utilisant des techniques de datation in-situ (taille de faisceau 5-15 μm), il est possible de dater les différents domaines et d'obtenir l'âge des minéralisations successives.

Dans des monazites de fours alpins (veines à cristaux), cette technique permet ainsi de dater l'hydrothermalisme tardif des massifs externes alpins. Des résultats de datations U-Th-Pb à la microsonde ionique (Janots *et al.*, 2012) ont montré que les monazites miocènes peuvent être datées avec une résolution de 0.2 Ma, et qu'il est possible de distinguer une succession de plusieurs événements hydrothermaux séparés par moins de 2 Ma à l'intérieur d'un seul grain. De plus, l'étude des zonations des monazites hydrothermales révèle des fractionnements extrêmes en éléments traces (Th/U jusqu'à 600), qui demeurent encore incompris.

Le projet consiste à étudier le potentiel de la monazite comme chronomètre et traceur géochimique des minéralisations hydrothermales via la caractérisation d'échantillons naturels (Figure 2.1) et par des expériences hydrothermales. Les objectifs sont doubles : (1) comprendre les fractionnements élémentaires et isotopiques des REE+Y, Th et U entre les monazites et les fluides hydrothermaux ; (2) obtenir des âges et des durées de croissance de monazite de veines hydrothermales des massifs externes alpins et les corrélérer avec la déformation et l'exhumation.

Expérimentations

Des expériences hydrothermales sont menées dans des autoclaves à joint froid, afin d'évaluer le fractionnement



Figure 2.1: Monazite hydrothermale de fente alpine ; taille $\sim 2\text{mm}$

des éléments traces entre la monazite et le fluide, en fonction des conditions de température, de fugacité d'oxygène et de la composition du fluide. L'objectif étant d'étudier : 1. Le rôle de la composition de la monazite grâce à deux monazites naturelles déjà bien caractérisées (Moacyr et Manangotry, Seydoux-Guillaume *et al.*, 2002, 2004); 2. Le rôle de la composition du fluide en utilisant des fluides saturés en SiO_2 ou très alcalins (NaOH); 3. Le rôle de la température entre 300 et 600° C; 4. Le rôle de la fugacité d'oxygène en contrôlant $f\text{O}_2$ grâce à différents tampons (Hématite-Magnétite ou Ni-NiO).

Expérimentalement, des grains de monazite d'environ 50-100 μm sont introduits avec des fluides dans des capsules en or d'environ 4cm de long, scellées et placées dans un autoclave pendant plusieurs semaines. Les monazites sont ensuite prélevées et analysées au MEB et à la microsonde électronique afin d'observer des variations de compositions/textures. Les fluides sont analysés grâce à des inclusions piégées dans des quartz pré-fracturés et placés dans la capsule lors de l'expérience.

Datations

Pour l'étude des veines alpines, de larges cristaux de monazite ont été prélevés dans différents massifs alpins (Belledonne, Mont-Blanc) et de nouvelles missions d'échantillonnage sont prévues dans le cadre de ce

²GET, Toulouse

¹Bureau 356, Alexis.GRANDHOMME@ujf-grenoble.fr

projet. La datation haute résolution Th-Pb des monazites alpines est obtenue par ablation laser couplée à un spectromètre de masse (LA-ICP-MS) au Laboratoire Magmas-Volcans à Clermont-Ferrand et les premiers résultats indiquent des âges d'hydrothermalisme entre 6 et 13 Ma, en accord avec les études précédentes (Gasquet *et al.*, 2010). L'étude minéralogique de ces veines hydrothermales a également permis d'identifier des minéraux de terres rares encore non observés dans les massifs alpins français (Hingganite-(Y)).

Bibliographie

Gasquet, D., Bertrand, J. M., Paquette, J. L., Lehmann, J., Ratzov, G., Guedes, R. D., Tiepolo, M., Boullier, A. M., Scaillet, S., Nomade, S., Miocene to Messinian deformation and hydrothermal activity in a pre-Alpine basement massif of the French western Alps: new U-Th-Pb and argon ages from the Lauziere massif. *Bulletin De La Societe Geologique De France* 181, 227-241, 2010.

Janots, E., Berger, A., Gnos, E., Whitehouse, M., Lewin, E., Pettke, T., Constraints on fluid evolution during metamorphism from U-Th-Pb systematics in Alpine hydrothermal monazite. *Chemical Geology*, 326, 61-71, 2012.

Seydoux-Guillaume A.M., Wirth R., Nasdala L., Gottschalk M., Montel J.M., Heinrich W., An XRD, TEM and Raman study of experimentally annealed natural monazite. *Phys. Chem. Minerals*, 29, 240-253, 2002.

Seydoux-Guillaume A.M., Wirth R., Deutsch A., Schrer U., Microstructure of 24 - 1928 Ma concordant monazites: implications for geochronology and nuclear waste deposits. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 68, 2517-2527, 2004.

3. Partitionnement des Eléments Traces pendant les processus de serpentinisation

Lafay Romain¹, German Montes-Hernandez et Emilie Janots

Minéralogie et environnement

3^e Année, Soutenance prévue: septembre 2013

Les serpentinites observées dans de nombreux sites naturels actuels, aussi bien en contexte océaniques que aux niveaux de zones exhumées présentent généralement des teneurs élevées en éléments traces mobiles (FME) par rapport aux minéraux du manteau primitif. Les FME sont d'excellents marqueurs des interactions fluide-roche, du transfert de masse et du recyclage dans les systèmes géodynamiques complexes (e.g. *Deschamps et al.*, 2011, *Lafay et al.*, 2013,). Des études sur les processus de serpentinisation ont déjà été conduites expérimentalement dans différents contextes géologiques mais ont rarement considéré la présence d'éléments trace durant la nucléation et la croissance des minéraux de serpentine. A travers cette étude nous allons tenter de comprendre les processus de partitionnement de certains FME tels que le bore, le césium, l'arsenic, l'antimoine et le lithium durant les processus de serpentinisation. Dans la première partie de cette étude des nanofibres de chrysotiles (un des polymorphes de la serpentine) ont été synthétisés dans le système $MgCl_2$ - H_2SiO_3 -NaOH aux conditions hydrothermales (300° C, pression de vapeur saturante 76bar, pH 13) et en respectant la stoechiométrie de la serpentine $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$. Dans ces conditions nous avons testé le partitionnement des FME considérés sur une gamme de concentration de 5 à 200 ppm). Cela a permis d'établir des isothermes de séquestration des différents FME (e.g. pour le Lithium Figure 3.1). Dans ce système nous avons également cherché à bien caractériser le chemin réactionnel conduisant à la nucléation et à la croissance de nanotubes de chrysotile (*lafay et al.*, 2013).

Dans un second temps des réactions d'altération sont menées pour mettre en évidence la séquestration des mêmes éléments lors du remplacement d'olivines naturelles (San Carlos) en conditions alcalines en utilisant le protocole détaillé dans l'étude de Lafay et al., 2012. L'influence de certains paramètres a été testée (pH, taille de grains, température) pour mieux connaître leur rôle sur la cinétique de serpentinisation.

Une caractérisation multiple des produits de réactions (FESEM, analyse de surface (BET), XRD) est utilisée pour déterminer la morphologie des cristaux produits et leur taille caractéristique. Des analyses thermogravimétriques (TGA) ainsi que la spectroscopie infrarouge et la diffraction des rayons X sont les outils

utilisés pour déterminer qualitativement et quantitativement les phases solides. Couplé à cette caractérisation des analyses ICP-AES et ICP-MS ont été effectuées respectivement sur la phase fluide et sur la phase solide en fin de réaction pour bien caractériser le partitionnement des FME testés. Les résultats des analyses FESEM révèlent que la morphologie des chrysotiles de synthèse dans le premier système est significativement influencée par la présence des éléments trace. Les éléments testés sont séquestrés dans des proportions différentes. Les réactions de remplacement représentent un système plus complexe, en raison de la chimie du minéral initial. Nous y avons déterminé trois morphologies (conique, cylindres imbriqués ou fibres tubulaires) de nanocristaux de chrysotile. Une brucite riche en fer coexiste avec la serpentine produite à fort pH. Une cinétique plus lente est constatée à faible pH. Suivant l'élément testé le mécanisme de piégeage semble aussi différent ; Par cette approche nous suivons, d'une part, la séquestration des éléments traces durant la nucléation et la croissance de la serpentine dans un système contrôlé chimiquement et d'autre part lors du remplacement de l'olivine dans un système plus représentatif du milieu naturel. Nous aurons dans ce dernier cas une approche cinétique du partitionnement des FME au cours du processus de remplacement de l'olivine par la serpentine. La cartographie microsonde (EMP) permettra également de caractériser la distribution des éléments testés durant la serpentinisation de l'olivine (Figure 3.2). Ces résultats permettent de mieux comprendre les processus qui régissent la séquestration des éléments traces lors de la serpentinisation de la croûte océanique dans des conditions hydrothermales.

Remerciements

Merci à Rodica Chiriac et Nathaniel Findling respectivement pour les analyses thermogravimétriques et de diffraction des rayons X.

Bibliographie

Deschamps F., Guillot S., Godard M., Andreani M. and Hattori K., Serpentinites act as sponges for fluid elements in abyssal and subduction zone environments, *Terra Nova*, 1-8, 2011.

¹Bureau 356, romain.lafay@ujf-grenoble.fr

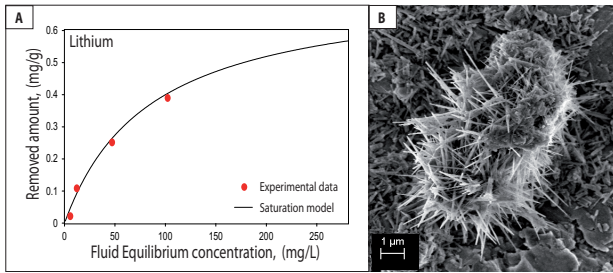


Figure 3.1: a) isotherme de partitionnement du lithium entre fluide et chrysotile synthétique, b) imagerie FESEM de chrysotile synthétique

Publications

Lafay R., Deschamps F., Schwartz S., Guillot S., Godard M., Nicollet C. High-pressure serpentinites, a trap-and-release system controlled by metamorphic conditions: Example from the Piedmont zone of the western Alps, *Chemical Geology*, 343, 38-54, 2013.

Lafay R., Montes-Hernandez G., Janots E., Chiriac R., Findling N., Toche F., Nucleation and growth of chrysotile nanotubes in $\text{H}_2\text{SiO}_3\text{-MgCl}_2\text{-NaOH}$ medium from 90 to 300°C. *Chemistry- A European Journal*, 2013.

Lafay R., Montes-Hernandez G., Janots E., Chiriac R., Findling N. (2012). Mineral replacement rate of olivine by chrysotile and brucite under high alkaline conditions, *Journal of Crystal Growth*, 1, 347, 62-72, 2012.

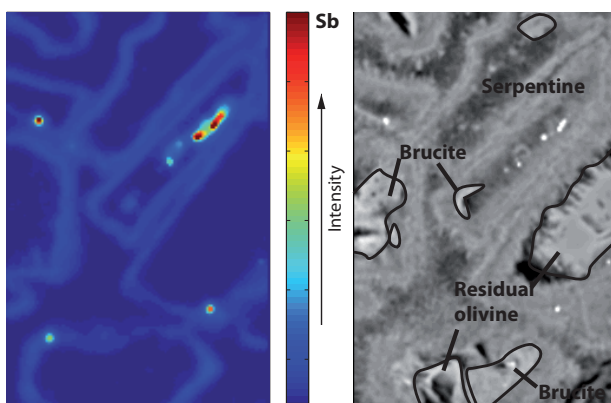


Figure 3.2: cartographie EMP de l'antimoine dans une olivine serpentinisée après 60 jours de réaction

Chapitre 7

Équipe Ondes et structures.

Sommaire

1.	Earthquakes Localization in a 3D Model and Multiscale Tomography: Applications to Ecuadorian and Central Andes	70
2.	Quantitative 4D Seismic Imaging in complex media using 2D Full Waveform Inversion	72
3.	Imagerie géophysique des structures volcaniques par inversion jointe de données sismiques, gravimétriques et magnétiques : application à la Soufrière de Guadeloupe . . .	76
4.	Traitement d'Antenne et Corrélation de Bruit Ambiant : Applications Multi-échelles .	78
5.	Propagation sismo-acoustique, imagerie et monitoring via l'utilisation du bruit ambiant	80
6.	Inversion des Formes d'Ondes Electromagnétiques pour les Données de Radar Géologique	82
7.	Tomographie haute-résolution en ondes de surface de la croûte sous les Pyrénées . . .	84
8.	Calcul numérique pour la sismologie globale à basses fréquences	86
9.	Analysis and Inversion of Surface Waves in an Oil & Gas Context	88
10.	Imaging changes in a multiple scattering medium	90
11.	Réverbération et Antennes Acoustiques	92
12.	Integration of prior information and Uncertainty Analysis in FWI: Extension to 3D geometry, integration of geological information, well information and VSP Data	94
13.	Influence of Reflected Waves on Waveform Inversion : toward a Better Understanding and Usage of Reflected Wave in Full Waveform Inversion	96

1. Earthquakes Localization in a 3D Model and Multiscale Tomography: Applications to Ecuadorian and Central Andes

Sebastián Araujo¹ et Bernard Valette

Ondes et Structures

1^{ère} Année, Soutenance prévue en 2016

Despite progress in recent decades, the localization routine of earthquakes are most often achieved using velocity models consist of a stack homogeneous layers. These models are particularly ill-suited to study subduction zones, where the depth in its greater discontinuity, the Moho, can vary significantly. Have a realistic model of the lithosphere is also a essential for proper identification of the depth and focal mechanism an earthquake, as well as the understanding of subduction and crustal thickening Andes.

The main purpose of this thesis is to determine from observations of earthquakes local and teleseismic, the deep structure of an orogeny modeled by a crust and a mantle each having continuous variations of speed of propagation, separated by Moho interface. The use of travel time of refracted waves, when exist, in addition to direct waves will improve the accuracy of the determination of focal depths.

The seismicity of the Ecuadorian Andes is recorded for twenty years with the network managed by the Ecuadorian National Geophysics Institute (Figure 1.1). This extensive database will be used to model the entire lithosphere and provide identification of the topology of the descending plate at the variation related to the dip of the boundary Volcanic Zone. The only tomographic studies of Ecuador are up so far limited to the active margin. A better understanding of deep structures, in addition to the fundamental value in the orogenic plan will better identify active faults in 3D localization quality.

A second example is provided by the Central Andes, with data from a several years campaign during which local, regional seismicity, was recorded in South Peru we will complete by the IPOC (Integrated Plate Observatory in Chile, data GFZ-CNRS). This will require methodological developments for consideration variety of scale of the structures involved.

Also expertise in the treatment of seismological observatories data acquired in the laboratory with ISTerre Sismalp network will provide a valuable asset.

Preliminary Data Processing

Data for the tomography process comes from *Red Nacional de Sismógrafos del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional* (RENSIG). This data was

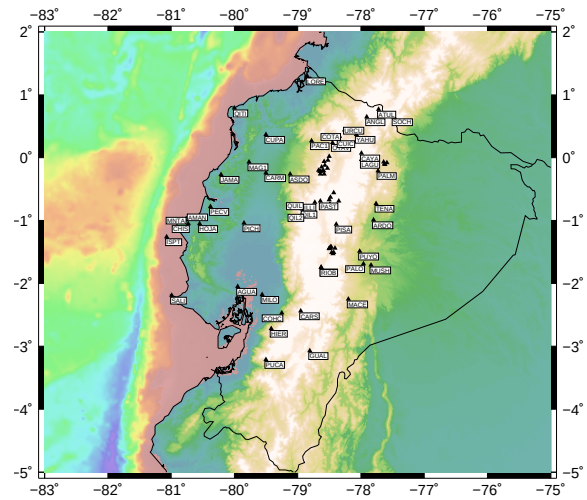


Figure 1.1: Ecuadorian Geophysics Institute Seismic Network with stations chosen for the tomography study.

provided in two files that resume the detection of seismic events with magnitude greater than 3 in Richter scale. First data set covers registers from April 1998 until August 2011, second one has registers from May 2011 until October 2012. They gives total 21152 events and 479100 seismic phases P and S picked by hand. Preliminary locations of all events are also provided by IG service.

For a global tomography work is necessary to identify stations situated directly over volcano cones, because travel wave times are strongly affected by this irregular structures. Main volcano stations clusters are on Pichincha, Reventador, Cotopaxi and Tungurahua. With this objective, from the complete list of RENSIG stations that sums in the first instance 352 seismometers, 69 stations were eliminated.

Another fact must be taken into account is there are stations that change name but not location during historical monitoring process. This is a set of 70 identified stations whatsoever let us 213 stations for the global tomography study.

Notwithstanding only 134 stations have useful registers. With previous restrictions we have 451937 phases. Phases with weight equal to 4 are deleted. Preserve events with more than 4 phases: 402801 phases, 21110

¹Bureau 113, araujos@ujf-grenoble.fr, <http://www.ups.edu.ec>.

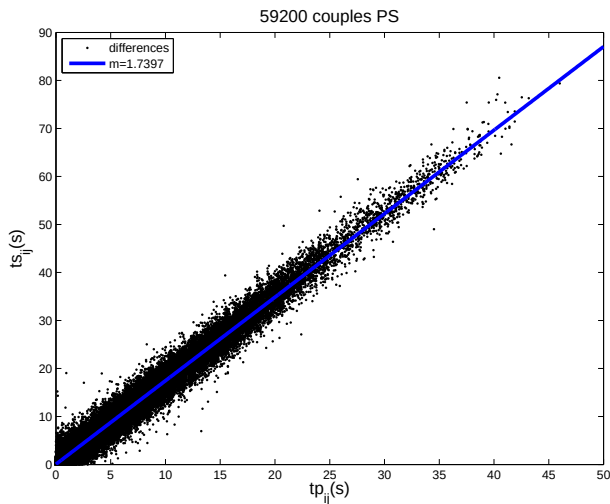


Figure 1.2: Wadati diagram with 59200 couples P and S taken over 19742 seismic events.

events.

Finally, events using only non volcano list are 19742. Quality of these data can be observed by means of Wadati diagram (Figure 1.2).

Acknowledgments

This research is made possible by a grant from the *Secretaría Nacional de Ciencia y Tecnología de Ecuador*. Data are provided by *Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional*. S.Araujo is on the teachers staff at *Universidad Politécnica Salesiana*.

References

- Cediel, F., R. P. Shaw, and C. Caceres. 2003. Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 815-848.
- Font Y., Segovia M., Vaca S. and Theunissen T. 2013. Seismicity patterns along the Ecuadorian subduction zone: new constraints from earthquake location in a 3-D a priori velocity model. *Geophys. J. Int.* 13.
- Graindorge, D., Calahorrano, A., Charvis, P., Collet, J.-Y. and Bethoux, N. 2004. Deep structures of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval. *Geophysical Research Letters*. Vol 31, N 4.
- Guillier, B., Chatelain, J.-L., Jaillard, E., Yepes, H., Poupinet, G. and Fels, J.-F. 2001. Seismological evidence on the geometry of the Orogenic System in central-northern Ecuador (South America). *Geophysical Research Letters*. Vol 28, N 19, pp 3749-3752.

Jaillard E., Herail G., Monfret T. and Worner G. 2002. Andean geodynamics: main issues and contributions from the 4th ISAG, Gottingen. *Tectonophysics* 345 (2002) 115.

2. Quantitative 4D Seismic Imaging in complex media using 2D Full Waveform Inversion

Amir Asnaashari¹, Jean Virieux, Stéphane Garambois, and François Audebert²

Waves and Structures team

4th year, Defense in Sep. 2013

FWI is an alternative technique for velocity model building that allows the reconstruction of high-resolution velocity models of the subsurface through the extraction of the full information content of seismic data (Tarantola, 1984). Since the FWI approach delivers high resolution quantitative images of macro-scale physical parameter, it could be a good candidate for monitoring applications to reconstruct the parameter variation through a time evolution.

The time-lapse reconstruction procedure can be divided into two steps: (1) the baseline and (2) the monitor model reconstructions. In order to obtain a robust high resolution time-lapse image, it is necessary to reconstruct both baseline and monitor models in a robust way. Recently, Asnaashari *et al.* (2013) have proposed a regularized FWI scheme based on two model penalty terms in the misfit definition in addition to the data term: the Tikhonov term to ensure smoothness, and a prior model term to attract the inversion towards a given direction. The prior model misfit term is a way to introduce prior information into FWI workflow. For monitoring purposes, where many different data types have been collected in the target zone, such as sonic logs or stratigraphic recordings, such prior information should be used to increase the baseline reliability and accuracy, and also to recover time-lapse changes accurately.

In the second step of monitoring, several approaches can be used for the monitor reconstruction. The *differential method* (double difference) is one of the proposed approaches for such applications (Watanabe *et al.*, 2004). This procedure is focused on inverting the differential data-set from the reconstructed baseline model obtained at the first step. A second approach, called *parallel difference method*, independently inverts the two data-sets (baseline and monitor) starting from the same initial model. The time-lapse changes will be assessed by subtracting the final derived monitor model from that of the baseline. A third approach, called *sequential difference method*, uses the final baseline model as a starting model for inverting the monitor data-set.

Here, first we introduce the regularized FWI and then only the differential approach applied to a synthetic Marmousi data-set will be discussed.

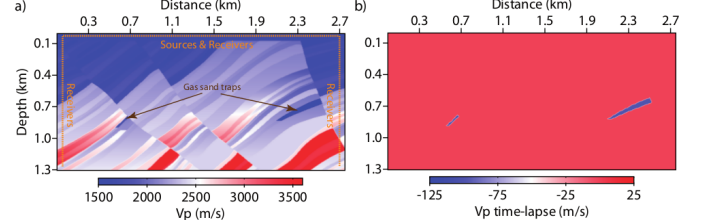


Figure 2.1: (a) V_p baseline model selected from Marmousi II model and the acquisition geometry; (b) the true time-lapse model.

Regularized FWI including prior model with dynamic weighting

FWI is an iterative local optimization technique that is generally introduced as a linearized least-squares problem. The optimization attempts to minimize the residuals between the observed and the calculated wavefields at receiver locations.

In this study, we use the time-domain regularized FWI algorithm with prior model penalty introduced in Asnaashari *et al.* (2013). The objective function $\mathcal{C}(\mathbf{m})$ can be expressed using the ℓ_2 norm as

$$\begin{aligned} \mathcal{C}(\mathbf{m}) = & \frac{1}{2} \left\{ (\mathbf{d}_{obs} - \mathbf{d}(\mathbf{m}))^T \mathbf{W}_d^T \mathbf{W}_d (\mathbf{d}_{obs} - \mathbf{d}(\mathbf{m})) \right\} \\ & + \frac{\lambda_1}{2} \{ \mathbf{m}^T \mathbf{D} \mathbf{m} \} \\ & + \frac{\lambda_2}{2} \left\{ (\mathbf{m} - \mathbf{m}_p)^T \mathbf{W}_m^T \mathbf{W}_m (\mathbf{m} - \mathbf{m}_p) \right\}, \quad (2.1) \end{aligned}$$

where vectors $\mathbf{d}_{obs}$ and $\mathbf{d}(\mathbf{m})$ are the observed and calculated data, respectively. The matrix $\mathbf{W}_d$ is a weighting operator on the data misfit. The synthetic data depend non-linearly on model parameters denoted by $\mathbf{m} = \{m_i\}_{i=1, N_m}$, where the number of unknowns is denoted by N_m . The second term of the objective function corresponds to the Tikhonov regularization where we minimize the first spatial derivatives of the model in the x and z directions. The third term is related to the prior model $\mathbf{m}_p$ designed from non-seismic available information of the target zone. The matrix $\mathbf{W}_m$ is a weighting operator on the model space. In our misfit-function, since we want to separate influences of covariance and prior model, we choose a diagonal matrix $\mathbf{W}_m$. This matrix

¹Office 232, amir.asnaashari@ujf-grenoble.fr

²TOTAL E&P Pau

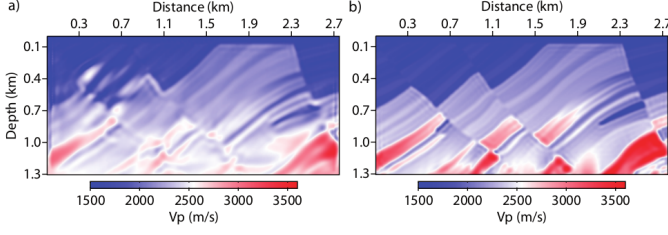


Figure 2.2: The reconstructed baseline models, (a) without prior model and (b) with prior model and using dynamic weighting approach.

only contains information about the prior model variance. The covariances are implicitly taken into account through the Tikhonov term. The matrix $\mathbf{W}_m$ includes both prior uncertainty and a weighting with depth. The two regularization hyper-parameters λ_1 and λ_2 allow to weight each penalty term separately.

Time-lapse Imaging: Differential FWI method

In the differential method, instead of minimizing the difference between the full observed and calculated data, we attempt to minimize the difference of the differential data between two sets of data, giving us the expression

$$\Delta \mathbf{d} = (\mathbf{d}_{obs_m} - \mathbf{d}_{obs_b}) - (\mathbf{d}_{calc_m} - \mathbf{d}_{calc_b}), \quad (2.2)$$

where $\mathbf{d}_{obs_m}$ and $\mathbf{d}_{obs_b}$ are the monitor and baseline observed data respectively, and $\mathbf{d}_{calc_m}$ and $\mathbf{d}_{calc_b}$ are the computed data for these experiments.

For the differential analysis, we need the construction of a composite data-set defined as

$$\mathbf{d}_{composite} = \mathbf{d}_{obs_m} - \mathbf{d}_{obs_b} + \mathbf{d}_{calc_{rec-b}}. \quad (2.3)$$

The main advantage of the differential method is that the coherent noise between two data-sets can be removed during the subtraction, leading to a more robust result. However, this behavior might differ for random noise and therefore needs to be specifically investigated.

Synthetic application

A selected target zone of the Marmousi II P-wave velocity and a homogeneous density model are considered as the true baseline model. The target exhibits two gas sand traps (Figure 2.1.a). The true monitor velocity model is created from baseline model with relative (-100 m/s) variation of velocity inside the two reservoirs (Figure 2.1.b).

The baseline data-set is inverted (a) first without any prior model and (b) second time by combining the prior model information and the dynamic weighting approach. The true velocity values inside the two wells are considered to be known, as sonic logging is often used in such

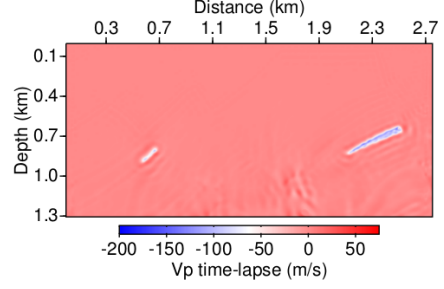


Figure 2.3: The recovered time-lapse model by the differential regularized FWI.

cases. We build a 2D prior model through a linear interpolation of the well properties. Figure 2.2 shows the reconstructed baseline velocity models for (a) without and (b) with prior model. It shows that combining the prior information and a dynamic weighting of the prior allows (1) to steer the inversion toward the global minimum valley of the misfit function, mitigating cycle-skipping issues and filling the potential lack of low wavenumbers, while (2) progressively letting the data misfit term improve results when the prior model becomes too far from reality at the late iterations of FWI.

The reconstructed baseline model obtained by the dynamic prior weighting method (Figure 2.2.b), is used as the initial model and also as the prior model for the differential inversion of the noise-free composite data-set. Since the baseline model is close to the monitor model, it could also be a good candidate for the prior model in the differential inversion. Figure (2.3) shows the time-lapse result delivered in the noise-free case. It appears that both target zones are recovered very well, and that most of the differential data energy is focalized inside the correct perturbation zones, although some low-value anomalies below 1 km depth at the center of model exist. This may be due to small inaccuracies in the reconstructed baseline model, which is not completely recovered in this part in particular due to the lack of illumination. However, such time-lapse incorrect anomalies are acceptable. This test shows that the differential method can be appealing when the baseline model is well recovered and if the differential data-set contains a low level of noise.

Acknowledgments

I would like to thank TOTAL E&P and SEISCOPE consortium for supporting this study.

References

Asnaashari, A., R. Brossier, S. Garambois, F. Audebert, P. Thore, and J. Virieux, Regularized seismic full

waveform inversion with prior model information., *Geophysics*, R25-R36, 2013.

Tarantola, A., Linearized inversion of seismic reflection data, *Geophysical Prospecting*, 32, 998-1015, 1984.

Watanabe, T., S. Shimizu, E. Asakawa, and T. Matsuoka, Differential waveform tomography for time-lapse crosswell seismic data with application to gas hydrate production monitoring, *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 23, 2323-2326, 2004.

Publications

Asnaashari, A., R. Brossier, S. Garambois, F. Audebert, P. Thore, and J. Virieux, Time-lapse seismic imaging using regularized fwi with prior model: which strategy?, *Geophysical Prospecting*, accepted, 2013.

Asnaashari, A., R. Brossier, S. Garambois, F. Audebert, P. Thore, and J. Virieux, Regularized seismic full waveform inversion with prior model information., *Geophysics*, R25-R36, 2013.

Conferences

Asnaashari, A., R. Brossier, S. Garambois, F. Audebert, and J. Virieux, Target-oriented time-lapse imaging using FWI with prior model information, *EAGE Expanded Abstracts*, accepted, 2013.

Asnaashari, A., R. Brossier, S. Garambois, F. Audebert, P. Thore, and J. Virieux, Time-lapse imaging using regularized FWI: a robustness study, *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 1-5, 2012.

Asnaashari, A., R. Brossier, S. Garambois, F. Audebert, P. Thore, and J. Virieux, Regularized full waveform inversion including prior model information, *EAGE Expanded Abstracts*, W031, 2012.

Asnaashari, A., Brossier, R., Garambois, S., Audebert, F., Thore, P., Virieux, J., Sensitivity analysis of time-lapse images obtained by differential waveform inversion with respect to reference model, *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 30, 2482-2486, 2011.

3. Imagerie géophysique des structures volcaniques par inversion jointe de données sismiques, gravimétriques et magnétiques : application à la Soufrière de Guadeloupe

Anne Barnoud¹, Olivier Coutant et Claire Bouligand

Équipe Ondes et structures

1^{ère} année, soutenance prévue en 2015

Contexte

La Soufrière de Guadeloupe est l'un des volcans actifs de l'arc insulaire des Petites Antilles. Il est situé sur Basse-Terre, la partie volcanique de l'île principale de l'archipel de Guadeloupe (cf. figure 3.1). En raison de la subduction des plaques Nord-Américaine et Sud-Américaine sous la plaque Caraïbe, les îles des Antilles sont particulièrement exposées aux risques sismiques et volcaniques. Ceux-ci peuvent avoir des conséquences socio-économiques dramatiques, comme dans le cas de l'éruption explosive de la Montagne Pelée en 1902 qui a détruit Saint-Pierre de Martinique et fait environ 30 000 morts ou dans le cas de la dernière éruption phréatique de la Soufrière de Guadeloupe (1976-1977) en prévision de laquelle plus de 73 000 habitants ont été évacués pendant plusieurs mois. Pour surveiller au mieux l'activité des volcans, il est primordial de comprendre leur fonctionnement et donc de connaître leur structure interne. Cependant, nos connaissances actuelles sur la structure géologique des volcans des Antilles restent très limitées. En ce qui concerne la Guadeloupe, une imagerie du système hydrothermal à l'échelle du dôme (2 km x 2 km) a récemment été effectuée par inversion jointe de données sismiques (ondes de volume) et gravimétriques (Coutant et al., 2012). Dans ce travail de thèse, nous nous intéressons à la structure géologique de l'ensemble de Basse-Terre (40 km x 20 km).

Inversion jointe

L'objectif principal de la thèse est de travailler sur la méthodologie d'inversion jointe de données sismiques (ondes de surface), gravimétriques et magnétiques en vue d'obtenir un modèle des paramètres géophysiques pour Basse-Terre.

L'inversion jointe présente l'intérêt de pouvoir tirer profit des résolutions propres à chaque type de données. Par exemple, les observations gravimétriques apportent des contraintes pour la détermination des structures peu profondes moins bien résolues par la tomographie d'ondes de surface. L'utilisation de jeux de données multiples permet donc de réduire les ambiguïtés présentes dans les inversions indépendantes. De plus, inverser des données

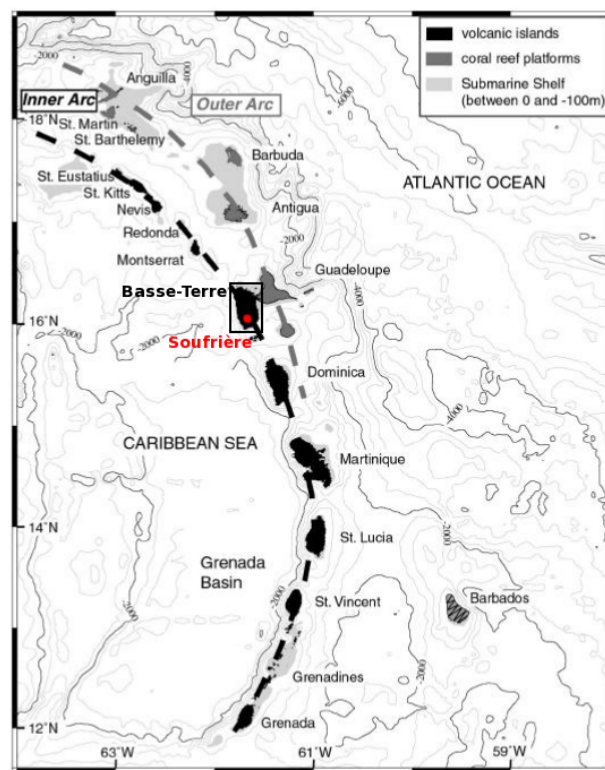


Figure 3.1: Arc insulaire des Petites Antilles (d'après Gunawan, 2005). Les lignes pointillées indiquent deux arcs volcaniques distincts : l'arc externe, plus ancien, couvert principalement de récifs coralliens à l'est et l'arc interne formé par le volcanisme récent à l'ouest. Basse-Terre, notre zone d'étude (encadrée par le rectangle noir), fait partie de l'arc actif avec le volcan de la Soufrière (indiqué en rouge).

de natures complémentaires donne accès à un modèle plus proche de la réalité géologique des structures.

Des inversions jointes de vitesse d'ondes P et de densité ont déjà été effectuées en domaine volcanique : Onizawa et al. (2002) au Japon et Coutant et al. (2012) pour le dôme de la Soufrière. Dans notre étude, nous utiliseront les informations apportées par les corrélations de bruit sur les ondes de surface par l'intermédiaire des courbes de dispersion. Ce choix est motivé par la faible activité

¹Bureau 146, anne.barnoud@ujf-grenoble.fr

sismique de fond en Guadeloupe. La technique de tomographie d'ondes de surface à partir des corrélations de bruit a été validée par Brenguier et al. (2007) sur le volcan du Piton de la Fournaise à la Réunion. Une méthode pour inverser conjointement les observations d'ondes de surface et de gravimétrie a été proposée par Maceira & Ammon (2009). Par ailleurs, le formalisme des méthodes potentielles facilite la manipulation des anomalies gravimétriques et magnétiques, comme dans la méthodologie d'inversion jointe de Shamsipour et al. (2012) par exemple. Dans la thèse, il conviendra de déterminer la méthode d'inversion jointe la mieux adaptée à la nature de nos données.

Dans un second temps, différentes questions pourront être abordées pendant la thèse : analyse et correction de l'effet de la topographie sur les ondes de surface, ajout d'autres types de données dans l'inversion jointe, application de la méthodologie à d'autres jeux de données, etc.

Données disponibles

L'ANR Domoscan (2009-2012) conduite par O. Coutant a permis d'acquérir de nombreuses données sur le dôme de la Soufrière et sur l'ensemble de Basse-Terre. Elles complètent en particulier les données sismiques, gravimétriques et magnétiques déjà disponibles. Des stations sismologiques temporaires ont ainsi été installées en plus du réseau permanent de l'Observatoire de la Guadeloupe. Une campagne de mesures gravimétriques a été effectuée en août 2012 pour compléter les données obtenues par S. Coron et M. Feuillard (Coron et al., 1975) et par H. Gunawan et M. Diamant (Gunawan, 2005). Les mesures acquises en août 2012 ont été traitées pendant le début de la thèse. Nous disposons aussi d'un levé aéromagnétique fourni par l'IPGP (Le Mouél et al., 1979). Des informations supplémentaires pourront également être apportées par les analyses géophysiques des roches réalisées à l'Université des Antilles.

Bibliographie

Brenguier, F., Shapiro, N. M., Campillo, M., Nercessian, A. & Ferrazzini, V., 2007. 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations, *Geophysical Research Letters*, **34**, L02305.

Coron, S., Feuillard, M. & Lubart, J., 1975. Études gravimétriques en Guadeloupe et dans les îles de son archipel - Petites Antilles, *Annales de Géophysique*, **31** (4), 531-548.

Coutant, O., Bernard, M. L., Beauducel, F., Nicollin, F., M. P. Bouin & Roussel, S., 2012. Joint inversion of P-wave velocity and density, application to La Soufrière of Guadeloupe hydrothermal system, *Geophysical Journal International*, **191**, 723-742.

Gunawan, H., 2005. *Gravimétrie et microgravimétrie appliquées à la volcanologie : exemples de la Soufrière de Guadeloupe et du Mépari*, Thèse de Doctorat, Institut de Physique du Globe de Paris.

Le Mouél, J. L., Pozzi, J. P., Rossignol, J. C. & Feuillard, M., 1979. Le levé aéromagnétique de l'archipel de Guadeloupe : description et implications tectoniques, *Bulletin de la Société Géologique de France*, **XXI** (2), 145-148.

Maceira, M. & Ammon, C. J., 2009. Joint inversion of surface wave velocity and gravity observations and its application to central Asian basins shear velocity structure, *Journal of Geophysical Research*, **114**, B02314.

Onizawa, S., Mikada, H., Watanabe, H. & Sakashita, S., 2002. A method for simultaneous velocity and density inversion and its application to exploration of subsurface structure beneath Izu-Oshima volcano, Japan, *Earth Planets Space*, **54**, 803-817.

Shamsipour, P., Marcotte, D. & Chouteau, M., 2012. 3D stochastic joint inversion of gravity and magnetic data, *Journal of Applied Geophysics*, **79**, 27-37.

4. Traitement d'Antenne et Corrélation de Bruit Ambiant : Applications Multi-échelles

Boué Pierre ¹, Philippe Roux et Michel Campillo

Ondes et Structures Interne du Globe

3^e Année, Soutenance prévue fin 2013

Les enregistrements continus de bruit sismique ambiant sont une source d'information qui peut être exploitée pour détecter de faibles variations de la structure interne de la Terre. Ces informations permettent l'analyse des caractéristiques des roches comme la vitesse des ondes sismiques avec une précision jamais atteinte auparavant.

Cette thèse a pour objet le développement et l'application de techniques de traitement de données sismologiques pour l'amélioration des méthodes d'imagerie et la détection de nouvelles observables. En particulier nous souhaitons tirer avantage des développements récents des réseaux denses de capteurs à différentes échelles. Ces travaux s'inscrivent dans le projet ERC *Whisper : Towards continuous monitoring of the continuously changing Earth*.

En pratique, le travail consiste à développer des outils de traitement d'antennes de type Double Formation de Voies (DFV ; *Rost and Thomas*, 2009) puis de les appliquer à des objectifs sismologiques divers. Ce traitement simultané en émission et en réception a déjà été utilisé en sismologie globale dans le cas particulier où les sources sont des explosions nucléaires dont les paramètres sont connus (*Kruger et al.*, 1993). La corrélation de bruit sismique permet la reconstruction de la fonction de Green entre deux stations (*Lobkis et Weaver*, 2001), ainsi, un traitement de type DFV peut être appliquée entre deux réseaux de récepteurs sismiques.

Les ensembles de données visés par ce travail couvrent différentes échelles spatiales : des données de prospection sismique à des données de sismologie globale. Des simulations numériques de données sont également utilisées dans le but de tester et de valider les traitements.

La DFV permet une amélioration importante du rapport signal-sur-bruit par sommation et l'ajout d'une information angulaire simultanément en émission et en réception. Ces deux avantages permettent l'étude de champs d'ondes complexes. On souhaite notamment être en mesure de sélectionner et d'extraire un trajet particulier des enregistrements ou au contraire, de filtrer certaines arrivées. Dans le cas d'une prospection sismique terrestre, les ondes de surface peuvent masquer des ondes de volume moins énergétiques (*ground-roll*) ; l'étude d'un jeu de données issu d'une acquisition haute résolution (sources actives) mis à disposition par *Shell-*

Petroleum Development Oman montre que la DFV permet la séparation de ces ondes avec une grande efficacité (*Boué et al.*, 2013).

On utilise, dans un premier temps, plusieurs mois de données sismologiques large-bandes issues du réseau transportable américain USArray. L'inter-corrélation de ces enregistrements conduit à une immense base de données sur laquelle un traitement de type DFV est appliqué. On peut ainsi profiter des avantages du double traitement d'antenne pour réaliser une tomographie des vitesses des ondes de surface (*Shapiro et al.*, 2005). En utilisant des données sismologiques globales il est également possible de détecter des ondes de volume (cf figure) dans les fonctions de Green reconstruites (*Poli et al.*, 2011, *Boué et al.*, 2013).

Bibliographie

P. Boué, P. Poli, M. Campillo, H. Pedersen, X. Briand and Ph. Roux, Teleseismic correlations of ambient seismic noise for deep global imaging of the Earth. *Geophysical Journal International*, in press, 2013

P. Boué, P. Roux, M. Campillo and B. De Caqueray, Double beamforming processing in a seismic prospecting context. *Geophysics*, 78(3), V101V108, 2013.

F. Kruger, M. Weber, F. Scherbaum, and J. Schlittenhardt. Double beam analysis of anomalies in the core-mantle boundary region. *Geophysical Research Letters*, 20, 14751478, 1993.

O. I. Lobkis and R. L. Weaver. On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field. *Journal of the Acoustical Society of America*, 110, 3011, 2001.

P. Poli, H. A. Pedersen, M. Campillo and the POLENET/LAPNET Working Group. Emergence of body waves from cross-correlation of short period seismic noise. *Geophysical Journal International*, 188:2, 549-558, 2011.

S. Rost and C. Thomas. Improving seismic resolution through array processing techniques. *Surveys in Geophysics*, 30, 271-299, 2009.

N. Shapiro, M. Campillo, L. Stehly and M.H. Ritzwoller. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307, 1615-1618, 2005.

¹Bureau 246, pierre.boue@ujf-grenoble.fr

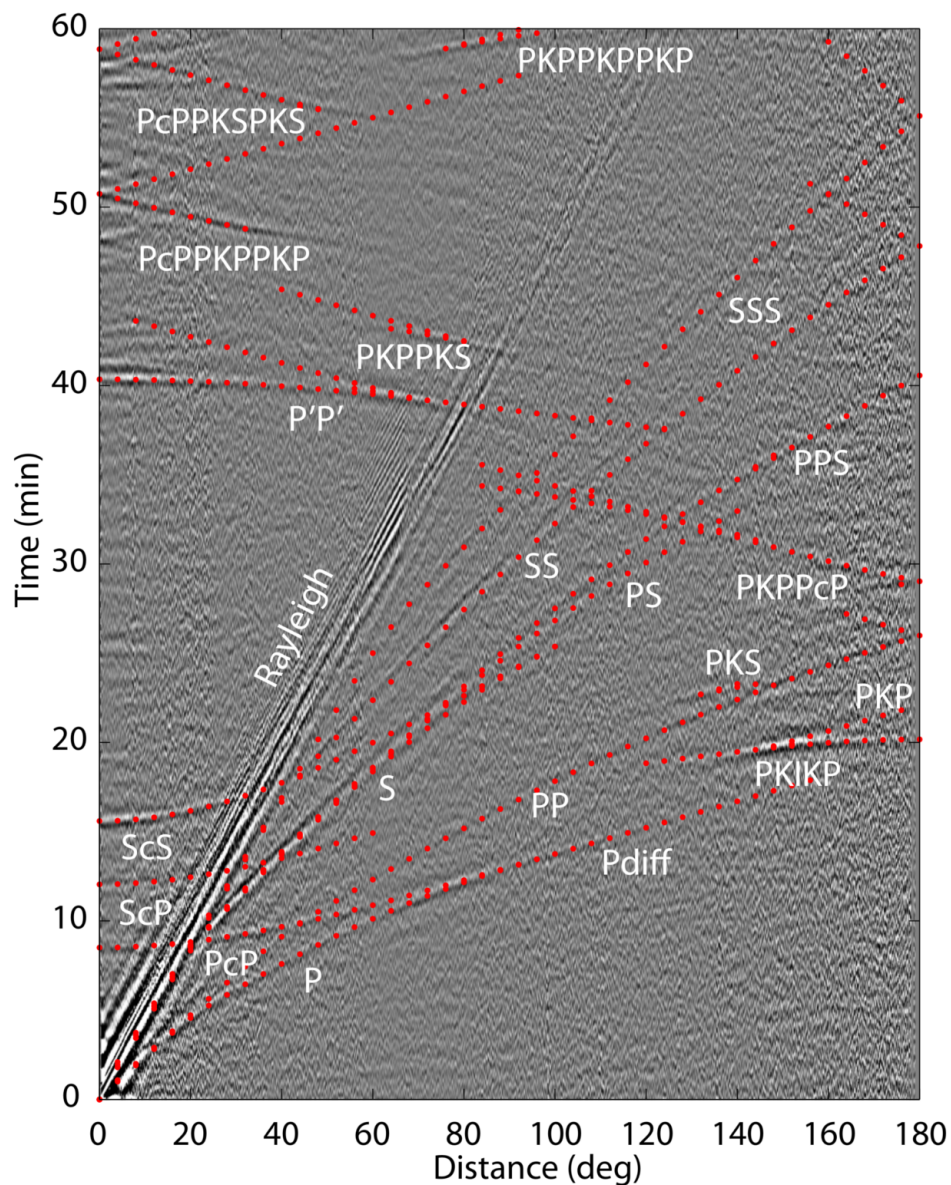


Figure 4.1: Inter-corrélations du bruit ambiant calculées pour un ensemble de 350 stations distribuées à la surface de la Terre (réseaux : GSN, GéoScope, FNet, LapNet, USArray et Alaska). Les corrélations sont triées en fonction de la distance entre les deux stations (intervalle 0.1°) et filtrées entre 25 et 100s. Les lignes en pointillé rouge représentent les temps théoriques, calculé pour certaines phases, pour un modèle de référence (PREM). Des ondes de volume (P et S) sont visibles à des distances téléseismiques dans les corrélations de bruit ambiant.

5. Propagation sismo-acoustique, imagerie et monitoring via l'utilisation du bruit ambiant

Vincent Clerc¹ Philippe Roux, Michel Campillo

Ondes et structure

1^{ère} Année, Soutenance prévue en 2015

Introduction

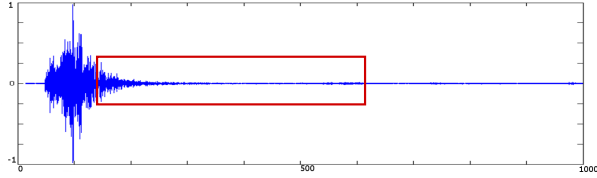


Figure 5.1: Blue line : acoustic signal received in a multiple scattering middle. Red box : Coda part of the signal

We can define the seismic coda as the late arrival of multiply scattered waves. What are the informations about the middle that we can retrieve from these multiply scattered waves ? How to use the coda to retrieve these informations ?

CCF (cross-correlation function) and ambient noise

It has been shown that, in a middle homogeneously illuminated by noise sources, we can retrieve the Green's function between two receivers A and B by cross correlating the signal received in A and B :

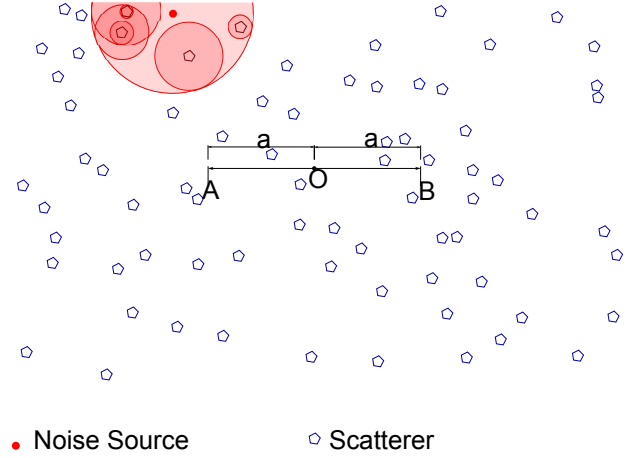
$$\left\langle \frac{d}{dt} C_{AB}(\tau) \right\rangle = Q^2 N [G(\vec{r}_A, \vec{r}_B; \tau) - G(\vec{r}_A, \vec{r}_B; -\tau)] \quad (5.1)$$

with $Q^2 N$ the sources power and $\tau/2$ the travel time between A and B.

The coda setting

The coda is the late arrivals of a multiply scattered wave. We can consider each scatterer as a secondary source according to the Huygens principle and the far field approximation. If the wave is scattered enough, we can consider that the middle is quasi homogeneously illuminated by these (secondary) sources. We can retrieve the Green's function between two receivers using the CCF of the signal received at these two points (we can consider the noise as ambient).

¹Bureau 123, vincent.clerc@ujf-grenoble.fr



• Noise Source ◊ Scatterer

Figure 5.2: Illustration of the Huygens principle in our typical setting. A wave is propagating from its source (red dot) in a multiple scattering middle (blue dots are scatterers). Red circles illustrates the wave propagation from the first source and the secondary sources. We record a signal at the points A and B.

Dynamics of the CCF

We have to predict the temporal evolution of the CCF in a multiple scattering middle in order to find the best Green's function reconstruction. Average correlation :

$$\langle C_{AB}(\tau) \rangle = Q^2 \frac{1}{T_2 - T_1} \int_{T_1}^{T_2} dt \langle G(r_A, r_S; t + \tau) G(r_B, r_S; t) \rangle \quad (5.2)$$

$$\sigma(r', r_S; \omega) = \langle G(r', r_S; \omega) G^*(r', r_S; \omega) \rangle \quad (5.3)$$

$$\langle C_{AB}(\tau) \rangle = \frac{1}{T_2 - T_1} \int_{T_1}^{T_2} dt \int dr' \int dt' G_0(r_A, r'; t + \tau - t') G_0(r_B, r'; t - t') \sigma(r', r_S; t') \quad (5.4)$$

In a strongly scattering middle, we can approximate σ as a diffusion equation.

The CCF temporal evolution may also give us a new insight on some properties of the middle.

Outlook

- Perform efficient numerical and experimental simulations

- Use a radiative transfer model for less diffusive medias

- Estimate properties of the middle in real experiments

- Observe the CF dynamics in geophysical datas

Remerciements

Ce travail est financé par le programme FP7 ERC Advanced grant 227507 (WHISPER).

Bibliographie

Roux, P., Sabra, K. G., Kuperman, W. A., Roux, A. (2005). Ambient noise cross correlation in free space: Theoretical approach. The Journal of the Acoustical Society of America, 117, 79.

Campillo, M., Paul, A. (2003). Long-range correlations in the diffuse seismic coda. Science, 299(5606), 547-549.

Publications

Clerc, V., Roux, P. and Campillo, M., Using the Coda as ambient noise, *Passive imaging and monitoring workshop 2013*, 2013.

6. Inversion des Formes d'Ondes Electromagnétiques pour les Données de Radar Géologique

François Lavoué¹, Stéphane Garambois et Jean Virieux

Equipe Ondes et Structures

3^e Année, Soutenance prévue en 2014

Le radar géologique (en anglais, *Ground-Penetrating Radar* ou GPR) est une technique de prospection non invasive de la subsurface. Basée sur la propagation d'ondes électromagnétiques dans le milieu ausculté, cette méthode est sensible aux variations de permittivité diélectrique ε [F/m] et de conductivité électrique σ [S/m]. Selon les fréquences utilisées, du MHz au GHz, le GPR permet d'investiguer une large gamme d'échelles, de la centaine de mètres au centimètre, et donc d'appréhender une grande variété d'objets d'étude (glaciers, karsts, vestiges archéologiques, structures géotechniques). Les méthodes d'interprétation des données radar ont largement profité des avancées dans le domaine de la prospection sismique, très similaire dans son principe. Leur traitement classique comprend ainsi analyse de vitesses et migration pour aboutir à une image réaliste de la subsurface, mais qui ne quantifie pas ses propriétés physiques. L'accès aux paramètres du milieu est pourtant un atout réel pour de nombreuses applications, notamment pour les problèmes de contact (failles, fractures, interface glaciers-bedrock) et d'hydrologie.

Les données multi-offset (à distance source-récepteur variable) autorisent des approches plus quantitatives par des analyses de semblance ou par l'étude de la réflectivité en fonction de l'offset. Très récemment, des inversions du champ d'onde complet (en anglais *Full Waveform Inversion*, FWI) ont été entreprises pour l'estimation de la teneur en eau de la proche subsurface à partir de mesures aériennes ou de données de puits. Contrairement à la tomographie des temps d'arrivées, l'inversion des formes d'ondes vise à exploiter l'intégralité du signal enregistré, permettant ainsi une imagerie quantitative à haute résolution. A ce jour, peu d'études délivrent des résultats d'inversion concluants pour la quantification de la permittivité et de la conductivité en 2D à partir de données acquises en surface. C'est le but de cette thèse.

Modélisation de la propagation des ondes EM en milieu hétérogène

Avant de songer à l'inversion de données GPR, il convient de pouvoir simuler de telles données, issues de la propagation des ondes en milieu hétérogène. Dans le cadre de cette thèse, deux codes de modélisation

numérique initialement développés pour la sismique ont été adaptés aux équations de Maxwell grâce à l'analogie mathématique établie en 2D entre les modes de propagation électromagnétiques (TE et TM) et le système d'équations acoustique. Le premier, issu des travaux de *Brossier et al.* (2008), utilise la méthode d'élément finis dite de Galerkin discontinu (GD). Cette formulation est adaptée aux milieux très hétérogènes et offre une grande flexibilité pour représenter finement les zones d'intérêts en jouant sur le maillage et les ordres d'interpolation. Le deuxième type de modélisation utilise l'algorithme de différences finies (DF) de *Hustedt et al.* (2004). Bien que limitées géométriquement à une grille cartésienne, les DF permettent de modéliser la propagation des ondes dans des milieux simples de façon moins coûteuse que les GD et sont beaucoup plus faciles d'implémentation. Ces deux modélisations sont achevées dans le domaine espace-fréquence. L'atténuation due à la conductivité est prise en compte via une permittivité effective complexe

$$\varepsilon_e(x, z, \omega) = \varepsilon(x, z) + i\sigma(x, z)/\omega. \quad (6.1)$$

L'approche fréquentielle permet d'étendre facilement cette expression à des milieux dispersifs (où ε et σ dépendent elles-mêmes de la fréquence ω).

Dans le cadre de l'inversion, les distributions 2D de la permittivité $\varepsilon(x, z)$ et de la conductivité $\sigma(x, z)$ sont rassemblées dans un vecteur modèle $\mathbf{m}$. La modélisation numérique permet, à partir d'un modèle $\mathbf{m}$ donné, de calculer des données radar synthétiques $\mathbf{d}_{cal}(\mathbf{m})$: c'est ce qu'on appelle le *problème direct*.

Imagerie de la permittivité et de la conductivité

Le *problème inverse* consiste à trouver le modèle $\mathbf{m}$ qui explique au mieux les données $\mathbf{d}_{obs}$ mesurées sur le terrain. Mathématiquement, on cherche à minimiser une fonction de misfit $C(\mathbf{m})$ qui mesure la distance entre les données observées $\mathbf{d}_{obs}$ et les données calculées $\mathbf{d}_{cal}$, au sens des moindres carrés :

$$C(\mathbf{m}) = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^{N_D} (d_{obs_i} - d_{cal_i}(\mathbf{m}))^2 + \frac{\lambda}{2} \mathbf{m}^T \mathcal{D} \mathbf{m}. \quad (6.2)$$

Dans cette expression, le deuxième terme introduit une régularisation : sa minimisation tend à fournir des modèles lisses (l'opérateur $\mathcal{D}$ représentant le laplacien).

¹Bureau 232, francois.lavoue@ujf-grenoble.fr,
<http://isterre.fr/francois-lavoue>.

Le paramètre λ contrôle l'importance donnée à la régularisation vis-à-vis du fit aux données. Le problème de minimisation est résolu par une méthode locale basée sur le gradient de la fonction de misfit, calculé via la formulation de l'état adjoint. Les champs incidents provenant des sources et les champs rétropropagés à partir des récepteurs sont corrélés pour localiser les structures dans le milieu. L'optimisation proprement dite est effectuée selon un schéma de quasi-Newton à l'aide de l'algorithme L-BFGS-B (Byrd *et al.*, 1995) qui inclut dans le calcul de la direction de descente une approximation du Hessien (dérivées secondes de la fonction de misfit), ainsi que des contraintes de bornes utiles dans le cadre du GPR. Une approche hiérarchique en fréquence est adoptée : en inversant les données des basses aux hautes fréquences, le processus introduit de plus en plus de détails dans l'image, à partir d'un modèle initial lisse.

La figure 6.1a) représente un exemple de données calculées par DF dans un modèle numérique de subsurface et bruitées pour simuler des données observées à inverser. La figure 6.1b) montre les données synthétiques calculées dans le modèle initial correspondant. Enfin, la figure 6.2 présente les images de permittivité et de conductivité reconstruites par inversion de ces données. La principale difficulté réside dans le fait que les données sont généralement peu sensibles aux variations de conductivité, ce qui rend très difficile l'obtention d'une image de conductivité fiable. La figure 6.2b) est l'aboutissement de nombreux tests numériques ayant conduit à l'élaboration d'un protocole d'inversion robuste. Moins bien contrainte, la reconstruction de la conductivité requiert une plus forte régularisation, et aboutit donc à une image moins bien résolue que l'image de permittivité.

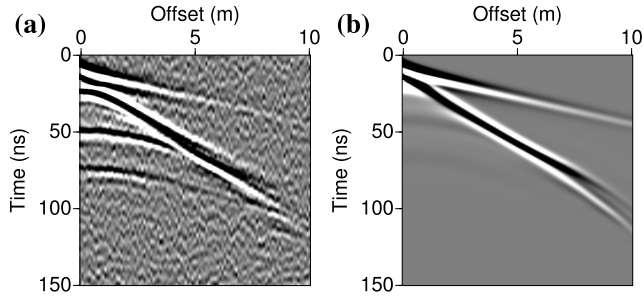


Figure 6.1: Données calculées par DF en fréquence puis converties en temps par transformée de Fourier inverse.

L'algorithme d'inversion présenté ici sera appliqué à des données réelles acquises en Italie, d'une part (imagerie d'une faille active dans les Abruzzes) et au Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel, d'autre part (imagerie d'une zone de karst). Au préalable, un modèle initial satisfaisant doit être construit à l'aide de méthodes d'analyse de vitesse classiques, ce qui constitue un enjeu de taille en l'absence de tomographie des temps d'arrivée.

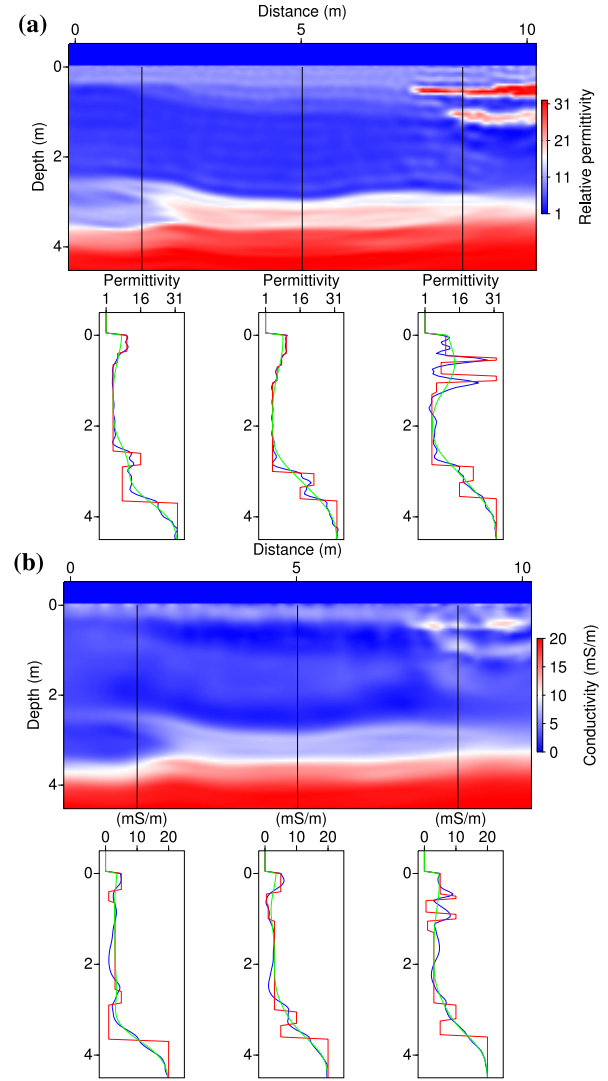


Figure 6.2: Modèles de permittivité (a) et de conductivité (b) obtenus par inversion des données de la figure 6.1. Sur les logs, la courbe bleue représente le modèle reconstruit, la rouge le modèle cible et la verte le modèle initial.

Remerciements

Ce travail utilise les moyens de calcul du CINES et du projet CIMENT (Université de Grenoble). Il bénéficie de collaborations au sein du consortium SEISCOPE.

Publications : <http://isterre.fr/francois-lavoue>

Bibliographie

- R. Brossier, J. Virieux, and S. Operto. Parsimonious finite-volume frequency-domain method for 2-D P-SV-wave modelling. *Geophysical Journal International*, 175(2):541-559, 2008.
- R. Byrd, P. Lu, and J. Nocedal. A limited memory algorithm for bound constrained optimization. *SIAM JSSC*, 16:1190-1208, 1995.
- B. Hustedt, S. Operto, and J. Virieux. Mixed-grid and staggered-grid finite-difference methods for frequency-domain acoustic wave modelling. *Geoph. J. Int.*, 157:1269-1296, 2004.

7. Tomographie haute-résolution en ondes de surface de la croûte sous les Pyrénées

Macquet Marie¹, Anne Paul et Helle Pedersen

Ondes et Structure

2^e Année, Soutenance prévue en 2014

Nous utilisons le bruit sismique ambiant afin de construire un modèle de vitesses d'ondes S en 3 dimensions sous les Pyrénées. Cette méthode est appliquée à la sismologie depuis maintenant une dizaine d'années (Campillo et Paul, 2003 ; Shapiro et Campillo, 2004 et bien d'autres...) et présente l'énorme avantage de ne pas avoir besoin d'événements tels que les séismes ou les explosions, localisés dans le temps et dans l'espace, pour être appliquée.

Onze mois de données continues de 4 réseaux (Pyrope, réseau temporaire du sud de la France ; IberArray, réseau temporaire du nord de l'Espagne ; stations du réseau permanent français et du réseau catalan permanent) ont été utilisées. Totalisant 158 stations, ces réseaux ont permis de générer plus de 12 000 trajets, permettant ainsi une tomographie crustale avec une résolution encore jamais atteinte dans cette région.

Processing

Le pré-processing choisi est classique : la moyenne et la tendance sont enlevées, filtrage, sous-échantillonnage et déconvolution de la réponse instrumentale. Il existe pour la suite différentes façons de faire (Poli *et al.*, 2012 ; Stehly *et al.*, 2009 ; Bensen *et al.*, 2007 ; Yang *et al.*, 2007). Nous en avons testé plusieurs, en particulier le 1-bit (les amplitudes négatives sont mises à -1, les positives à 1) + blanchiment spectral et la suppression de fenêtres d'une heure quand on considèrerait qu'un événement y avait lieu (détection par un rapport d'amplitude maximum sur la déviation standard du signal). Il s'avère que la première méthode donne de meilleurs résultats sur nos données.

Tomographie en ondes de surface

Les courbes de dispersion (vitesse de groupe en fonction de la période) de l'onde de Rayleigh sont calculées par FTAN (Frequency Time Analysis, Levshin *et al.*, 1989). Plusieurs critères de sélection sont appliqués (distance interstation supérieure à 3λ , continuité dans la courbe de dispersion entre deux périodes voisines...), et au final entre 2800 et 6500 mesures sont utilisées suivant les périodes. Ces mesures sont ensuite inversées selon la méthode de Barmin *et al.*, 2001. Une des cartes obtenues est donnée en figure 7.1. Les zones rouges correspondent à des zones de vitesses lentes, ces zones corré-

lient bien avec les grands bassins sédimentaires de la région. Les massifs cristallins (Massif Central, Massif Armoricain, Zone axiale des Pyrénées) sont quand à eux caractérisés par des vitesses rapides. Pour chaque période entre 5 et 50 secondes, nous avons donc obtenu une carte de ce type.

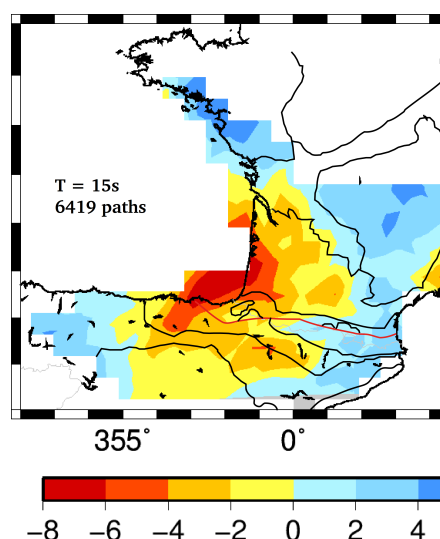


Figure 7.1: Variation des vitesses de groupe de l'onde de Rayleigh à 15s. La vitesse moyenne est indiquée en haut à droite. Les lignes noires correspondent aux contours des grands domaines géologiques (zone axiale des Pyrénées, Massif Central et Massif Armoricain, Bassin de l'Ebre et Bassin Aquitain). La ligne rouge correspond à la faille Nord-Pyrénennaise.

Tomographie en Vs

Chaque période est sensible à une certaine gamme de profondeur (grandes périodes $\Leftrightarrow$ profond, courtes périodes $\Leftrightarrow$ superficiel) et la vitesse de groupe dépend principalement de la vitesse des ondes S (ainsi qu'à moindre échelle de la densité et de la vitesse des ondes P). Il est donc possible, pour chaque courbe de dispersion calculée en chaque point de notre grille, de passer de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh en fonction de la période à la vitesse des ondes S en fonction de la profondeur.

¹ISTerre, Bureau 113, marie.macquet@ujf-grenoble.fr

Cette inversion s'est faite en 2 étapes :

- une inversion non linéaire où tout l'espace des modèles théoriques calculés est balayé. Les RMS entre la courbe observée et les courbes théoriques sont calculés et les 200 meilleurs modèles sont gardés et moyennés.
- une inversion linéaire avec en modèle de départ le modèle précédemment calculé.

Cette méthode nous permet de nous affranchir du problème de la non-unicité de la solution lors d'une inversion non linéaire. En effet, en partant d'un modèle déjà proche de la solution, le risque de tomber dans un minimum local est moins grand.

Nous obtenons donc un modèle de vitesse des ondes S en chaque point de notre maillage. Il est alors possible de produire des cartes de vitesse à chaque profondeur. Un exemple est montré en figure 7.2.

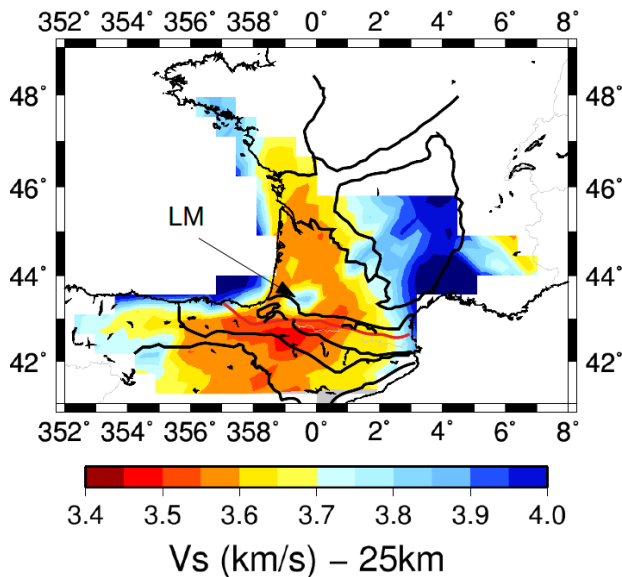


Figure 7.2: Vitesse des ondes S à 25 km de profondeur. L'anomalie gravimétrique du bassin du Labourd-Maulon est représentée par la flèche noire. Pour les contours noirs et la ligne rouge voir la légende de la figure 7.1.

Sur la figure 7.2, les zones de fortes vitesses (en bleu) sont les zones où la croûte est moins épaisse (sous le golfe de Gascogne et sous le Massif Central), en effet, les vitesses élevées du manteau commencent à apparaître. En revanche, les zones de faibles vitesses caractérisent une croûte épaisse (en particulier sous les Pyrénées où l'on peut atteindre plus de 50 km d'épaisseur crustale). Dans la zone des Pyrénées, les vitesses sont plus élevées au Nord de la frontière Franco-Espagnole qu'au Sud. Une des interprétations possible est que nous sommes encore

dans la croûte supérieure du côté sud alors que nous avons atteint la croûte inférieure du côté nord. Cette interprétation est cohérente avec le profil ECORS (Roure *et al.*, 1989). L'anomalie gravimétrique du bassin du Labourd-Maulon (LM sur la figure 7.2, Vacher et Souriau 2001) est également visible dans cette étude et est interprétée ici comme un amincissement de la croûte.

Et pour la suite ?

Une seule carte a été dévoilée ici, mais ne paniquez pas, un article est en cours de rédaction ! Une fois l'interprétation du modèle Vs en 3D terminée, une des piste envisagée serait de travailler sur la déviation des rais par les anomalies de vitesse, qui peut jouer un rôle important dans une région aussi hétérogène que celle-ci. Une autre piste serait de faire l'inversion combinée fonctions récepteurs/vitesses de groupe, ces deux méthodes apportant des informations différentes, cette inversion ne peut qu'améliorer le modèle.

Bibliographie

- Barmin M. P., M. H. Ritzwoller, and A. Levshin, A fast and reliable method for surface wave tomography, *Pure and Applied Geophysics* 158, 2001.
- Bensen G. D., M. H. Ritzwoller, M. P. Barmin, A. L. Levshin, F. Lin, M. P. Moschetti, N. M. Shapiro and Y. Yang, A Fast and Reliable Method for Surface Wave Tomography, *Geophysical Journal International*, 169, 2007.
- Campillo M. and A. Paul, Long range correlations in the diffuse seismic coda, *Science* 299, 2003.
- Levshin A., T. Yanovskaya, A. Lander, B. Bukchin, M. Barmin, L. Ratnikova and E. Its, Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous Earth, ed. Keilis-Borok, V Kluwer, Norwell, Mass, 1989
- Liang C. and C. A. Langston, Ambient seismic noise tomography and structure of eastern north America, *Journal of Geophysical Research*, 113, 2008.
- Poli P., H. A. Pedersen, M Campillo and the POLINET/LAPNET Working Group, Emergence of body waves from cross-correlation of short period seismic noise, *Geophysical Journal International*, 188, 2012.
- Roure F. *et al.*, ECORS deep seismic data and balanced cross sections : Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees, *Tectonics* 8, 1989.
- Shapiro N. M. and Campillo M., Emergence of broad-band Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophysical Research Letters*, 31, 2004.
- Stehly L., B. Fry, M. Campillo, N. M. Shapiro, J. Guilbert, L. Boschi and D. Giardini, Tomography of the Alpine region from observations of seismic ambient noise, *Geophysical Journal International*, 178, 2009.
- Vacher P. and A. Souriau, A three-dimensional model of the Pyrenees deep structure based on gravity modelling, seismic images and petrological constraints, *Geophysical Journal International*, 145, 2011.

8. Calcul numérique pour la sismologie globale à basses fréquences

Christel Marchica¹, Bernard Valette, Emmanuel Chaljub
(Ondes et Structures)

1^{ère} Année, Soutenance prévue en 2015

L'analyse des fréquences propres à basse fréquence constitue l'un des principaux moyens d'investigation des structures profondes de la Terre. Le calcul de ces fréquences et de sismogrammes synthétiques est effectué le plus souvent dans le cadre d'une approche perturbative d'une configuration sphérique de référence, à la suite des travaux de Woodhouse et de Dahlen (Woodhouse et Dahlen, 1978; Woodhouse, 1980; Dahlen et Tromp, 1998, Deuss et Woodhouse, 2001). Ces approches restent toutefois approximatives en ce qui concerne la prise en compte de la forme de la Terre et de la topographie, puisqu'elles se limitent au premier ordre (cf. Lognonné et Clévédy, 2004). Cela est de nature à biaiser sévèrement les identifications fines et parfois hasardeuses des structures très profondes de la Terre, comme celles relatives à l'anisotropie de la graine (Deuss et col., 2010). L'objet de cette thèse est de mettre en oeuvre des méthodes de calcul des fréquences propres et de sismogrammes synthétiques qui prennent complètement en compte la forme de la Terre et des océans.

Deux approches complémentaires seront mises en oeuvre. La première repose sur une formulation faible du problème de recherche des valeurs propres dans la configuration réelle de la Terre (Valette, 1989) et consiste à le reformuler dans une configuration sphérique de référence par un simple changement de variable. On peut alors utiliser comme base de projection la base des modes sismiques de la configuration sphérique de référence facilement calculable. Le calcul est exact, à la troncature près de la base, et implique la résolution d'un problème quadratique de valeurs propres.

La deuxième repose sur le calcul de sismogrammes synthétiques par la méthode des éléments spectraux en espace et différences finies en temps (Chaljub et Valette, 2004; Chaljub et col. 2007). L'adaptation de la méthode à la géométrie sphérique en rotation requiert une généralisation de la transformation de la " sphère cubique " pour mailler le volume d'un ellipsoïde déformé. Le champ de déplacement dans la partie fluide du noyau est décomposé en somme de potentiels scalaires et vectoriels qui permettent de s'affranchir des instabilités classiquement rencontrées dans la discrétisation des équations de l'élastodynamique formulées en déplacement. Les termes de perturbation du champ de gravité par les variations dynamiques de densité de masse (auto-gravitation) nécessitent de résoudre une équation de Laplace en vol-

ume pour le potentiel de redistribution des masses, avec des conditions limites qui sont satisfaites par la construction d'un opérateur de type 'Dirichlet-to-Neumann' exprimé en harmoniques sphériques. Le calcul complet de la propagation du champ d'ondes initié par une source sismique ou un champ de déplacement initial, permet ensuite d'extraire les fréquences propres de vibration de la Terre par un traitement analogue à celui réalisé sur les données d'observatoire. Cette approche permet de considérer des écarts importants à la configuration sphérique, sans approximation sur la petitesse de ces perturbations. Des développements numériques et des optimisations seront nécessaires pour implémenter efficacement les effets dus à la visco-élasticité, à la rotation et l'ellipticité ainsi qu'à l'anisotropie. Il faudra être particulièrement attentif à la précision des schémas temporels pour être en mesure d'estimer correctement les fréquences propres et de l'atténuation des modes à posteriori. Il sera également important de pouvoir intégrer l'effet d'une distribution réaliste des océans sur la propagation des ondes, ce qui nécessitera d'implémenter une approche en décomposition de domaines avec un raccord non-conforme de solutions exprimées sur des bases différentes d'éléments finis.

Bibliographie

E. Chaljub et B. Valette, 2004, Spectral element modeling of three dimensional wave propagation in a self-gravitating Earth with an arbitrary stratified outer core, *Geophys. J. Int.*, 158, 131-144.

E. Chaljub, D. Komatitsch, J.P. Vilotte, Y. Capdeville, B. Valette and G. Festa, 2007, Spectral Element Analysis in Seismology, *IASPEI Monograph, Advances in Geophysics*, Vol 48, chapitre 7, Elsevier.

F. A. Dahlen et J. Tromp, 1998, *Theoretical Global Seismology*, Princeton University Press.

Deuss et Woodhouse, 2001, Theoretical free oscillation spectra: the importance of wide band coupling, *Geophys. J. Int.*, 146, 833-842

Deuss, Irving, Woodhouse, 2010, Regional Variations of inner core anisotropy from seismic normal modes observations, *Science*, 328, 1018.

P. Lognonné et E. Clévédy, 2004, Normal modes of the Earth and planets, in international Handbook of Earthquake and engineering seismology, ed. Lee, Kanamori, Jennings and Kisslinger, AP.

¹Bureau 214, Christel.Marchica@ujf-grenoble.fr

B. Valette, 1989, Etude d'une classe de problèmes spectraux, *C.R.A.S.*, 1, 309, 785-788.

B. Valette, 1989, Spectre des Oscillations propres d'un corps élastique auto-gravitant, en rotation uniforme et contenant une partie fluide, *C.R.A.S.*, 1, 109, 419-422.

J.H. Woodhouse, 1980, The coupling and attenuation of nearly resonant multiplets in the Earth's free oscillation spectrum, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 61, 261-283.

J.H. Woodhouse and F.A. Dahlen, 1978, The effect of a general aspherical perturbation on the free oscillation spectrum of the Earth, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 53, 335-354.

9. Analysis and Inversion of Surface Waves in an Oil & Gas Context

Isabella MASONI^{1,2,3}, Romain BROSSIER², Jean VIRIEUX², et Jean-Luc BOELLE³

Ondes et Structures

2^e Année, Soutenance prévue en 2015

Introduction

In oil and gas exploration, surface waves are traditionally treated as noise or more precisely, as an undesired signal. Over the years, sophisticated techniques have been developed to eliminate them from seismic data, both during the acquisition and processing steps. On the contrary, the analysis and inversion of surface waves attempts to model surface waves and use them to develop a high resolution model of the subsurface.

For land and ocean bottom cable (OBC) surveys, topography and weathered or unconsolidated top layers can lead to a very complex near surface. In such environments, energetic and complex surface waves may dominate the seismograms, and make the extraction of information challenging for classical seismic processing. Knowing near surface velocity properties to correct for heterogeneities may therefore be critical to successfully image the deeper lying targets. But what is the potential use of surface waves for estimating such near surface parameters?

In civil engineering applications, the inversion of surface wave dispersion curves has been used to obtain 1D velocity profiles of the near surface down to a few tens of meters. However, this method requires the picking of dispersion curves, and is not efficient when strong lateral variations are present due to the assumption of a stratified model, making it a low resolution imaging approach (Socco *et al.*, 2010).

This study therefore aims to explore the use of surface waves using a full-waveform inversion (FWI) approach as an alternative, and overcome the 1D limitations of conventional surface wave analysis.

Classical FWI

FWI is a high resolution technique, used to derive quantitative models of the subsurface by matching the full observed seismogram with a corresponding synthetic seismogram, calculated from an estimated velocity model, and solving a local optimization problem. The misfit between the observed and the calculated datasets is minimized as the model is iteratively updated with a gradient-based descent method until a minimum is reached.

The L_2 norm of the difference is conventionally used to calculate the misfit (Tarantola, 1984), fitting both the amplitude and the phase of the waveforms:

$$C = \sum_t \sum_x \frac{1}{2} (\mathbf{d}_{\text{obs}}(t, x) - \mathbf{d}_{\text{cal}}(t, x))^2, \quad (9.1)$$

where $\mathbf{d}_{\text{obs}}(t, x)$ is the observed data and $\mathbf{d}_{\text{cal}}(t, x)$ is the calculated data recorded at time t and offset x .

By exploiting the full data content and using a strict data-matching approach, this method appears to be very sensitive and may not be robust. Non-linearities, such as cycle skipping, can reduce the convexity of the misfit function (Bunks *et al.*, 1995; Mulder & Plessix, 2008) and the minimization may get stuck in a local minimum. In the absence of very low-frequency data, the initial velocity model needs to explain the data to within half a wavelength, so that it lies within the small basin of attraction of the global minimum and can converge (Virieux & Operto, 2009).

Furthermore, most of the FWI applications so far, have been tackled with an acoustic approximation, neglecting elastic effects, and therefore surface waves. For slow surface waves propagating in the low velocity near surface, the problem of cycle-skipping is even greater due to their small wavelengths.

Synthetic example

To evaluate the classical difference-based misfit function and investigate alternatives, tests were carried out on synthetic datasets. A two-layer model (Figure 9.1), with a free surface, and simulated 3D elastic wave propagation with a Ricker wavelet source of 10 Hz peak frequency is used. A grid analysis is performed on the S-velocity and the depth of the first layer to investigate the accuracy required for the initial model.

Even for this simple framework and only small shifts in the model parameters, the grid analysis result for the classical difference-based L_2 norm approach (Figure 9.2A) contains many local minima due to the high amplitude of the surface waves that dominate the misfit.

Since a sufficiently good initial model is generally not available, an alternative, more robust, misfit function is needed for FWI applied to surface waves, to improve the convexity of the valley of attraction and reduce the presence of local minima.

¹Bureau 124, isabella.masoni@ujf-grenoble.fr.

²Laboratoire ISTerre, Grenoble

³INNO department, Total E&P, Pau

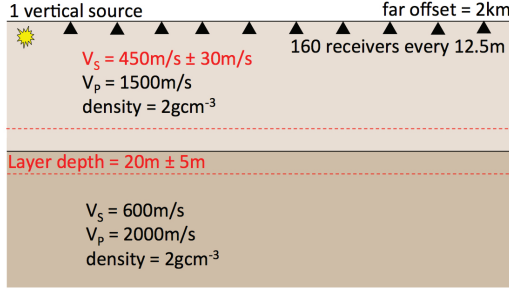


Figure 9.1: Two-layer model used to create the synthetic observed and calculated datasets

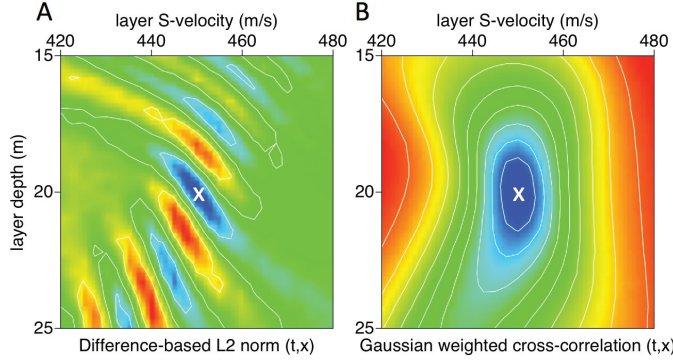


Figure 9.2: Two-parameter grid analysis showing the value of the misfit function for the classical difference-based (A) and the alternative cross-correlation approach (B), for an observed dataset with the true global minimum at 450 m/s layer S-velocity and 20 m layer depth (as indicated by the X) and a calculated dataset with varying layer S-velocity and depth. The global and local minima are shown in blue.

Alternative misfit functions

Several successful alternative misfit functions based on a weighted cross-correlation, a singular value decomposition approach, and the use of alternative data domains have been evaluated in *Masoni et al.* (2013).

An example of the synthetic grid analysis result using the more robust weighted cross-correlation approach proposed by *Van Leeuwen & Mulder* (2008) is shown in (Figure 9.2B). The result illustrates how the misfit function can be tuned to obtain a convex valley of attraction with no local minima, allowing convergence from an initial velocity model far away from the true one.

The misfit is given by a cross correlation on the time axis of the observed and calculated data where events are separated by arrival times.

$$C = \sum_{\Delta t} \sum_x \frac{1}{2} \left(W \sum_t \mathbf{d}_{\text{obs}}(t + \Delta t, x) \mathbf{d}_{\text{cal}}(t, x) \right)^2 \quad (9.2)$$

A gaussian weighting W is applied to each time sample to penalize the misfit with distance away from zero lag.

However, this misfit calculation is not sensitive to the frequency and phase rotation of an event. Due to the dispersive property of surface waves, the frequency may contain key information on the depth of the signal and may need to be identified. Therefore coupling this misfit function with a strategy to separate arrivals, such as comparing data in a different domain, might be more successful.

Investigating the alternative misfit functions proposed using datasets generated from increasingly complex laterally varying models will be critical to evaluate their success. The best alternative misfit functions will then need to be implemented into an FWI scheme to test inversion on synthetic and subsequently real seismic exploration data.

References

- Bunks, C., Salek, F.M., Zaleski, S. & Chavent, G. [1995] Multiscale seismic waveform inversion. *Geophysics*, **60**(5), 1457-1473.
- Masoni, I., Brossier, R., Virieux, J., Boelle, J. L., [2013]. Alternative misfit functions for FWI applied to surface waves. *Expanded abstracts 75th Annual meeting, EAGE*, P1013.
- Mulder, W. and Plessix, R.E. [2008] Exploring some issues in acoustic full waveform inversion. *Geophysical Prospecting*, **56**(6), 827-841.
- Socco, L. V., Foti, S. & Boiero, D., [2010]. Surface-wave analysis for building near-surface velocity models - Established approaches and new perspectives. *Geophysics*, **75**(5), A83-A102.
- Tarantola, A. [1984] Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation. *Geophysics*, **49**(8), 1259-1266.
- Van Leeuwen, T. & Mulder, W. [2008] Velocity analysis based on data correlation. *Geophysical Prospecting*, **56**(6), 791-803.
- Virieux, J., & Operto, S., [2009]. An overview of full-waveform inversion in exploration geophysics. *Geophysics*, **74**(6), WCC127-WCC152.

Acknowledgements

Many thanks to TOTAL Exploration & Production for funding this study and to the CIMENT high-performance computing facilities (Université Joseph Fourier).

10. Imaging changes in a multiple scattering medium

Anne Obermann, Michel Campillo, Eric Larose

Ondes et Structures

3^e Année, Soutenance prévue en 2013

During my Phd, I have been working on two different aspects: 1) with 2D (and now 3D) numerical simulations we study the sensitivity of coda waves velocity perturbations at depth in a multiple scattering medium (section 7) 2) Based on recent results in wave physics we developed an imaging procedure that is based on the sensitivity of scattered waves to weak changes in the multi-scattering media, and that allows spatial localization of scattering properties. We used this technique to image pre- and co-eruptive changes at the active volcano Piton de la Fournaise, La Réunion Island, and to image the changes associated to the 2008 Sichuan earthquake (section 10.1).

Introduction

In many practical applications the medium changes over time, which causes the wave propagation to be slightly altered. In heterogeneous media, waves repeatedly sample a limited area of space and become very sensitive to small perturbations in the medium. A comparison of late arrivals (coda waves) before and after they encounter a perturbation offers a possibility to estimate average changes in the medium. Questions that we ask ourselves are:

- Can changes at depth be detected if the sources and sensors are placed at the free surface?
- Is the assumption of the surface wave diffusion process sufficient to describe the sensitivity of coda waves, or does the bulk wave diffusion play a role in fully heterogeneous media?
- Can we image the changes spatially?

Numerical Simulations: Depth sensitivity of coda waves

Numerous monitoring applications make use of seismic coda waves to evaluate velocity changes in the Earth. This raises the question of the spatial sensitivity of coda wave-based measurements. We investigate the depth sensitivity of coda waves to local velocity perturbations using 2-D numerical wavefield simulations. We calculate the impulse response at the surface before and after a slight perturbation of the velocity within a thin layer at depth is introduced. We perform a parametric analysis of the observed apparent relative velocity changes, ε^{obs} , versus the depth of the thin perturbed layer. Through

the analysis of the decay of ε^{obs} , we can discriminate two different regimes: one for a shallow perturbation and the other for a deep perturbation. We interpret the first regime as the footprint of the 1-D depth sensitivity of the fundamental surface wave mode. To interpret the second regime, we need to model the sensitivity of the multiply scattered body waves in the bulk. We show that the depth sensitivity of coda waves can be modelled as a combination of bulk wave sensitivity and surface wave sensitivity. The transition between these two regimes is governed by mode conversions due to scattering. We indicate the importance of surface waves for the sensitivity of coda waves at shallow depths and at early times in the coda. At later times, bulk waves clearly dominate the depth sensitivity and offer the possibility of monitoring changes at depths below the sensitivity of the surface waves. Based on the transition between the two regimes, we can discriminate a change that occurs at the surface from a change that occurs at depth.

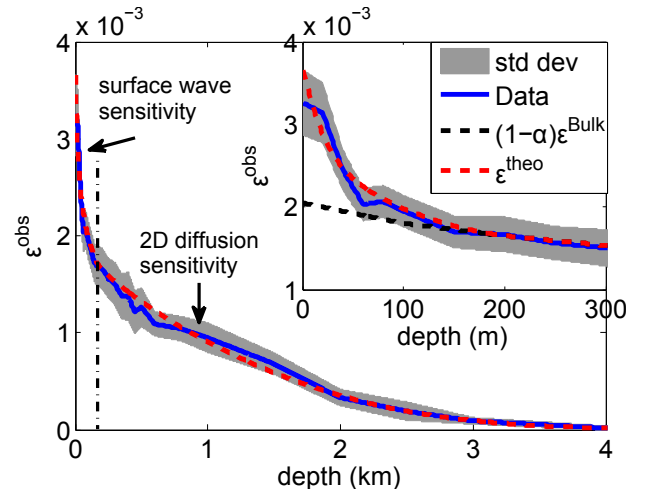


Figure 10.1: Apparent relative velocity changes with depth of the perturbed layer averaged over ten realizations ($\sigma = 20$ per cent). We can discriminate two different regimes of sensitivity for a shallow and a deep perturbed layer marked by the black chain line. The modelled data (dashed-red) $\varepsilon^{theo}(d, t = 3.6s)$ for the depth sensitivity of coda waves fit the observations very well. Inset: importance of the surface waves to describe the depth sensitivity, as the bulk regime $(1 - \alpha)\varepsilon^{Bulk}$ alone cannot account for the steep slope at short times.

10.1 Imaging changes in multiple scattering media

Forecasting the location of an eruption is of primary importance for risk management in inhabited volcanic regions. Locating the underground structural changes associated with a potential eruption is also a key issue to better understand the dynamics at work in a volcano. Based on recent results in wave physics, we develop an imaging procedure that is based on the sensitivity of scattered waves to weak changes in the multi-scattering media, and that allows localization of scattering properties of the sampled medium.

We study seismic data from the active volcano Piton de la Fournaise (PdF) on la Reunion Island, Indian Ocean, from June to December 2010. During this time two volcanic eruptions of Hawaiian style occurred at two different places. Nineteen broad-band stations record continuously ambient seismic noise at PdF. We calculate the cross-correlation functions between all the stations for the seven months of interest. From the noise cross-correlations we obtain two types of measurements associated to two types of changes: apparent velocity variations related to changes in elastic properties of the medium and, waveform decoherence associated with variations in the scattering and thus geological structures. We observe that the temporal variations of both parameters are good precursors of potential volcanic eruptions at PdF. The location of pre- and co-eruptive changes from both parameters are in good agreement with the actual eruptive activities. These results demonstrate that the coda of ambient noise correlations contains deterministic information on the location of the eruptive processes in an active volcano. Our analysis offers an original and significant constraint on the location of forthcoming volcanic eruptions.

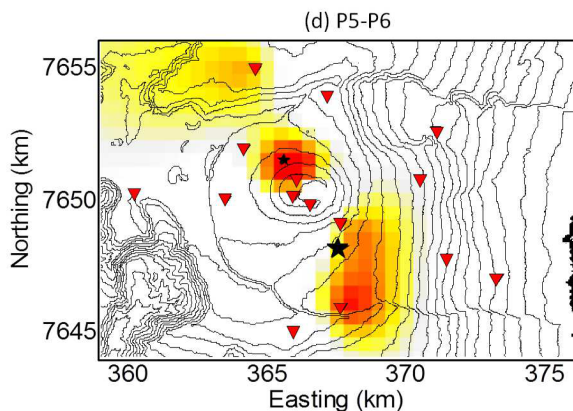


Figure 10.2: Least-square inversion of the waveform decoherence. We successfully locate both eruptions.

Bibliographie

Brenguier et al. (2008) Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise. *Nat. Geosci.*

Larose et al. (2010) Locating a small change in a multiple scattering environment. *Appl Phys. Lett*

Pacheco and Snieder (2005) Time-lapse travel time change of multiple scattered acoustic waves. *Acoust. Soc. Am*

Publications

Obermann A., Planes T., Larose E., Sens-Schoenfelder C., Campillo M. (2013) Depth sensitivity of coda waves to velocity perturbations of an elastic heterogeneous medium. *GJI*

Pazos A., Obermann A., et al. (2008) Seismic noise in the stations of the Western Mediterranean network. *6a Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofisica*

11. Réverbération et Antennes Acoustiques

Matthieu RUPIN¹ et Stefan CATHELIN, Philippe ROUX

Ondes et Structures

2^e Année, Soutenance prévue en 2013

Contexte

Dans une problématique d'imagerie acoustique, qui est celle qui nous intéresse particulièrement dans cette thèse, on cherche à refocaliser les ondes enregistrées par un réseau de capteurs (antenne) sur la source acoustique (active ou passive (écho)) qui leur a donné naissance. Ainsi, plus cette focalisation est fine meilleure est la qualité de la localisation spatiale de la source (et donc de l'image). Or, depuis quelques années de nouvelles techniques ont été développées, le retournement temporel (RT) et le filtre inverse (FI), qui présentent l'intérêt de s'affranchir de la complexité du milieu de propagation. Cette propriété marque une véritable avancée par rapport aux techniques plus classiques de focalisation qui reposent sur une hypothèse de milieu de propagation homogène ou faiblement aberrateur. Ainsi, le caractère plus ou moins fortement multi-diffusant et/ou réverbérant de tout milieu de propagation réel n'est désormais plus une limite. Mieux, ces techniques permettent l'exploitation des informations sur le milieu de propagation et sur la source, transportées par le champ réverbéré. Cette thèse propose donc d'investiguer d'un point de vue fondamental ces techniques afin d'en approfondir la compréhension et ainsi d'aboutir à l'avènement de nouveaux dispositifs d'antennerie acoustique.

Objectifs

Concrètement, nous nous proposons de poursuivre les travaux initiés par Quieffin *et al.* [1] sur les antennes acoustiques solides. Ces derniers ont mis au point une antenne n'utilisant qu'un seul transducteur couplé à une cavité réverbérante. Une photo du dispositif est donnée sur la figure 1.

Pour ce faire ils se sont basés sur la technique de retournement temporel monovoie [2] (RTM) qui tire profit des informations spatio-temporelles contenues dans le champ réverbéré au sein d'une cavité (chaotique). Ils ont alors

¹Bureau 246, matthieu.rupin@ujf-grenoble.fr.

²Il s'agit d'une antenne de transducteurs 1D ou 2D permettant la réémission de la version retournée temporellement des ondes préalablement enregistrées

³Nous avons volontairement effectué nos expériences dans une cavité possédant de fortes symétries afin de pénaliser cette technique. Le RTM est robuste uniquement dans le cas d'un champ à caractère chaotique.

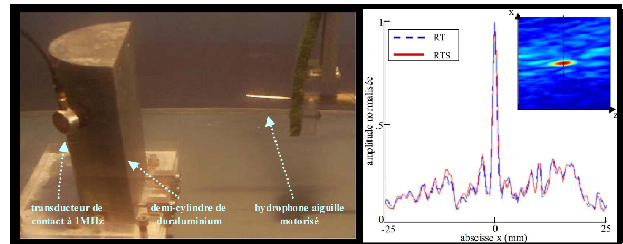


Figure 11.1: Dispositif expérimental d'une antenne solide mis au point par Quieffin *et al.*

retrouvé les résultats de Derode *et al.* [3] sur la possibilité d'agrandir l'ouverture d'un miroir à retournement temporel² (MRT) (et ainsi réduire la résolution spatiale de la focalisation) en créant une zone de forte multidiffusion et de grande dimension (par rapport à la barrette de transducteurs) à proximité de l'antenne. Dans le cas de l'antenne solide, l'analyse des tâches de focalisation a permis de définir les dimensions de l'ouverture de l'antenne comme étant celles de la face avant du solide (surface plane du demi-cylindre de la figure 1). On obtient ainsi une antenne 2D à partir d'un seul transducteur. Toutefois une des principales contraintes de ce dispositif, et qui le rend inutilisable en pratique, est la nécessité de connaître au préalable toutes les réponses impulsionnelles du milieu à imager. Pour parer à ce problème, Quieffin *et al.* [1] utilisent ce qu'ils ont appelé le retournement temporel synthétique. Cette technique repose sur l'utilisation du principe de Huygens traduit par l'intégrale de Rayleigh et qui a pour conséquence de ramener l'acquisition des réponses impulsionnelles aux seuls points de la face avant de l'antenne. Ils obtiennent alors des focalisations tout à fait équivalentes à celles obtenues avec le RTM classique (coefficient de corrélation de 0,89) (cf. fig.1 droite).

Premiers résultats

Partant de ces résultats, le premier volet de cette thèse consiste à implémenter une nouvelle technique de focalisation d'ondes basée sur le Filtre Inverse (FI). Cette technique, adaptée à la focalisation d'ondes ultrasonore par Tanter *et al.* [4], nécessite la mise en œuvre de deux réseaux de transducteurs : un plan émetteur et un plan récepteur. Ces deux entités sont reliés par l'ensemble des réponses impulsionnelles des transducteurs de chacun des deux réseaux. On obtient ainsi un système

lineaire à partir duquel il est possible de calculer les vecteurs d'entrées (signaux d'émission) par résolution du problème inverse en ayant préalablement défini un objectif idéal à atteindre sur les vecteurs de sorties (signaux de réception). Un tel dispositif assure le contrôle optimal du champ spatio-temporel. En revanche le prix à payer est une mise en œuvre relativement lourde.

C'est pourquoi nous avons cherché à obtenir une simplification de ce dispositif par l'utilisation des réverbérations au sein d'une cavité réverbérante à l'image de ce qui a permis de mettre au point le RTM [2]. Ainsi, dans le cas d'une cavité réverbérante entourant la configuration décrite précédemment, on utilise le caractère ergodique du champ rayonné à l'intérieur de cette cavité pour ne conserver qu'un seul émetteur au lieu d'une antenne. La perte des informations spatiales est compensée par les données temporelles. Les J émetteurs sont alors remplacés par J fenêtres temporelles qui peuvent être considérées comme les réponses impulsionnelles résultant de la contribution de sources virtuelles réparties de façon aléatoire autour de la cavité, de plus en plus loin au fur et à mesure qu'on s'éloigne dans le temps dans la réponse impulsionnelle complète. Une fois que l'opérateur de propagation est reconstruit, le formalisme du FI peut être appliqué pour le calcul du signal optimal à émettre pour permettre l'obtention de notre objectif : dirac spatio-temporelle. Les résultats obtenus par cette technique que nous avons appelé le **Filtre Inverse Mono-voie (FIM)**, sont probants et seront prochainement soumis à publication. Ils sont résumés sur les graphiques de la figure 2.

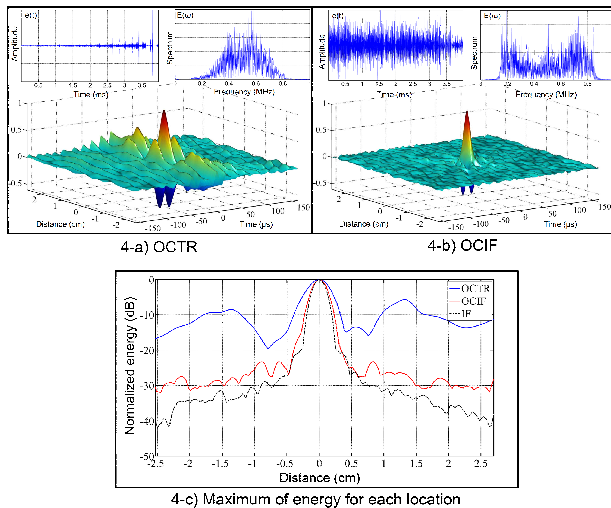


Figure 11.2: Comparaison de différentes techniques de focalisation avec le FIM

On peut voir sur le graphique en haut à gauche de la figure 2 que la focalisation obtenue avec la technique de RTM (OCTR en anglais) est fortement dégradée contrairement au FIM (OCIF en anglais) (fig.2 en

haut à droite) qui permet une bonne focalisation. En observant les signaux d'émission $e(t)$ on peut remarquer que le FIM utilise des données complètement différentes. En effet, la bande passante est plus large, avec les composantes fréquentielles les plus dégradées (basses et hautes fréquences) qui se trouvent favorisées. Enfin le graphique du bas de la figure 2 montre la représentation de la valeur maximale normalisée de l'énergie pour chaque point de l'espace. Sur cette dernière figure, la focalisation obtenue avec le FI classique a été ajoutée comme référence optimale. La comparaison avec le FIM montre un comportement similaire, ce qui suggère la possibilité de la réalisation d'une inversion spatio-temporelle complète avec un seul transducteur comme l'ont décrit sans y parvenir totalement Lemoult et al. [5].

Perspectives

Nous allons désormais nous consacrer à la mise en œuvre de cette technique dans le cadre de "l'antennerie solide" avec de bons espoirs pour améliorer significativement le RSB par rapport au RTM. De plus, il n'est pas exclu que cette technique puisse nous permettre de surmonter un problème majeur qui est celui de la réverbération créé par la formation de faisceau sur la face avant de l'antenne. En effet, comme nous l'avons évoqué précédemment l'antennerie solide ne permet actuellement pas de faire de l'imagerie passive (mode échographique). Car si la focalisation sur les différents points de cette face avant permet de créer le front d'onde qui focalisera en un point de l'espace (au sein duquel les diffuseurs/réflecteurs présents renverront un écho), elle entraîne également, du fait de la conservation de l'énergie, une onde divergente dans le solide. Et cette dernière perturbe très fortement le système, au point de rendre impossible toute perception d'écho pour faire de l'imagerie passive.

Bibliographie

- [1] N. Quieffin, S. Catheline, Ing R. K. and M. Fink, Real-time focusing using an ultrasonic one channel time-reversal mirror coupled to a solid cavity, *J. Acoust. Soc. Am.*, 115(5), 1955-1960, 2004.
- [2] C. Draeger and M. Fink, One-channel time reversal of elastic waves in a chaotic 2D-silicon cavity, *Phys. Rev. Lett.*, 79(3), 407-410, 1997.
- [3] A. Derode, P. Roux, and M. Fink, Robust acoustic time reversal with high-order multiple scattering, *Phys. Rev. Lett.*, 75(23), 4206-4209, 1995.
- [4] M. Tanter, J-L. Thomas, and M. Fink, Time reversal and the inverse filter, *J. Acoust. Soc. Am.*, 108(1), 223-234, 2000.
- [5] F. Lemoult, G. Lerosey, J. De Rosny, and M. Fink, Manipulating spatiotemporal degrees of freedom of waves in random media, *Phys. Rev. Lett.*, 103(17), 173902.1-173902.4, 2009.

12. Integration of prior information and Uncertainty Analysis in FWI: Extension to 3D geometry, integration of geological information, well information and VSP Data

Paul WELLINGTON^{1,2}, Jean VIRIEUX¹, Romain BROSSIER¹, Stéphane GARAMBOIS

Ondes et Structure

1^{ère} Année, Soutenance prévue en 2016

Abstract

Full waveform inversion (FWI) has been promoted as a data-driven technique where very little attention has been placed on regularisation as compared to travel-time tomography. The large amount of data manipulated by the local optimisation approach using the adjoint formulation, has required only some ad-hoc smoothings (Pratt *et al.*, 1998; van de Bert *et al.*, 2003; Plessix, 2006; Virieux and Operto, 2009). The model gradient and the diagonal Hessian are smoothed to prevent numerical instabilities. Recent investigations have illustrated the importance of more specific regularisation through preconditioning schemes (Guitten *et al.*, 2010), block regularization (Guitten, 2011) and model reparametrization in order to reduce the null space (Guitten *et al.*, 2012). (Wang *et al.*, (2011, 2012); Asnaashari *et al.*, 2013) have illustrated the importance of including prior information for better reconstruction, especially when the illumination of the target zone is poor, the initial model is not accurate enough or when the inverted model parameter has a weak impact on the data.

(Asnaashari *et al.*, 2013) has extensively studied regularization based on the Tikhonov approach as well as prior model information in 2D geometries for acoustic propagation. Both the forward problem and the inverse problem are formulated either in the time or in the frequency. We would like to explore how to implement regularization techniques in 3D geometries in the frequency formulation of the inverse problem using the most adapted forward modeling tool either in time or in frequency.

The first objective is a methodological analysis based on 3D acoustic propagation in order to identify difficulties when moving from 2D to 3D investigation. Different numerical sensitivity analysis will be performed on synthetic datasets. The extension to anisotropic and attenuation parameters will be the second methodological analysis: discussion of how the prior anisotropic information could be used for the prior model information and/or for the model information for modeling will be discussed. The exploration of the reconstruction of 3D

elastic parameters will be analyzed with possible partial conclusions of parameters to be recovered.

The second objective is an implementation of these approaches on the GEOINV3D tool we have developed for the 3D full waveform inversion with the help of engineers of SEISCOPE.

The third objective is the application to a benchmark dataset such as SEAM or to a real dataset as sponsors of SEISCOPE have committed to provide some pertinent datasets. How the prior information may help with recovering multiple parameters with different imprints in the dataset will be investigated in this instance.

The fourth objective is the estimation of formal uncertainties of these linearized inversions in direct relation with the estimation of the inversion of the hessian operator. This inverse operator could not be obtained because of the huge number of unknown parameters (over millions). It is possible, however to sample this operator by doing the product of the hessian and a vector in a matrix-free approach using a second-order adjoint formulation (Candes and Demanet, 2005; Fichtner and Trampert, 2011; Demanet *et al.*, 2012; Métivier *et al.*, 2012). We shall investigate performances of these approaches in the case of a priori information.

References

- Asnaashari, A., Brossier, R., Garambois, S., Audebert, F., Thore, P., and Virieux, J. (2013). Regularized seismic full waveform inversion with prior model information. *Geophysics*, **78**(2):in press
- Candes, E. J. and Demanet, L. (2005). The curvelet representation of wave propagators is optimally sparse. *Communications on Pure and Applied Mathematics*, LVIII:1472-1528.
- Demanet, L., Letourneau, P. D., Boumal, N., Calandra, H., Chiu, J., and Snelson, S. (2012). Matrix probing: a randomized preconditioner for the wave-equation hessian. *Applied Computational Harmonic Analysis*, **32**:155-168.
- Fichtner, A. and Trampert, J. (2011). Hessian kernels of seismic data functionals based upon adjoint techniques. *Geophysical Journal International*, **185**(2):775-798
- Guitten, A. (2011). A blocky regularization scheme for full waveform inversion. *SEG Technical Program Ex-*

¹Laboratoire ISTerre, Grenoble

²Bureau 352, paul.wellington@ujf-grenoble.fr

panded Abstracts, **30**(1):2418-2422.

Guittton, A., Ayeni, G., and Diaz, E. (2012). Constrained full-waveform inversion by model reparameterization. *Geophysics*, **77**(2):R117-R127.

Guittton, A., Ayeni, G., and Gonzales, G. (2010). A preconditioning scheme for full waveform inversion. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, **29** (1):1008-1012.

Métivier, L., Brossier, R., Virieux, J., and Operto, S. (2012). Full waveform inversion and the truncated newton method. *SIAM Journal On Scientific Computing*, accepted for publication.

Plessix, R. E. (2006). A review of the adjoint-state method for computing the gradient of a functional with geophysical applications. *Geophysical Journal International*, **167**(2):495-503.

Pratt, R. G., Shin, C., and Hicks, G. J. (1998). Gauss-Newton and full Newton methods in frequency-space seismic waveform inversion. *Geophysical Journal International*, **133**:341-362

van den Berg, P., Abubakar, A., and Fokkema, J. (2003). Multiplicative regularization for contrast profile inversion. *Radio Science*, **38**:23.1-23.10.

Virieux, J. and Operto, S. (2009). An overview of full waveform inversion in exploration geophysics. *Geophysics*, **74**(6):WCC1-WCC26.

Wang, C., Delome, H., Calderon, C., Yingst, D., Lev-
eille, J., Bloor, R., and Farmer, P. (2011). Practical
strategies for waveform inversion. *In SEG, presented at
the 81st Annual International Meeting*.

13. Influence of Reflected Waves on Waveform Inversion : toward a Better Understanding and Usage of Reflected Wave in Full Waveform Inversion

Wei Zhou¹, Romain Brossier², Stéphane Operto³ and Jean Virieux⁴

Waves and Structures

1st year

Introduction

Full waveform inversion (FWI) is an efficient technique to derive high resolution seismic images of the subsurface using seismic data collected at the free surface. However, despite the intensive developments and applications in 2D and 3D for the last ten years, very few work have been done toward an efficient usage of reflected waves. Indeed, current applications of FWI rely on two different strategies (*Plessix*, 2012) :

- Broadband reconstruction of velocity in the shallow part : in sufficiently illuminated zones, where both transmitted/diving and reflected waves propagate and are recorded with classical surface acquisition geometries, FWI is able to provide a broadband imaging of the Earth thanks to the broad range of diffraction angles that sample the target.
- High-frequency vision of the Earth in the deep part: when only reflected waves sample the deep zones with classical surface acquisition geometries, FWI behaves has a non-linear migration method that is able to reconstruct only the high-wavenumber part of the Earth structure.

The use of reflected waves to retrieve the low part of the velocity wavenumber spectrum is the base of all the reflection tomography methods, based either on ray or wave-equation, and generally formulated in the image domain. These image-domain techniques, are based on migration process and rely, for example, on the wave-equation migration velocity analysis (WEMVA) (*Sava and Biondi*, 2004a,b; *Yang and Sava*, 2011). This approach uses the focusing of Common Image Point gathers, computed from extended-imaging conditions in the time and/or depth-offset domains (*Sava and Fomel*, 2006), to assess the quality of the velocity model and to improve it. These techniques, currently developed, appear to be promising in term of imaging capabilities.

However, they require migration process, a highly computational demanding task, at each velocity update that should limit dramatically the applicability for realistic 3D applications.

During my PhD, I aim to investigate which information brings reflected waves into classical FWI formulation. Understanding the sensitivity of the reflected events to kinematics and also amplitude is a crucial point to understand the requirement of accurate starting velocity model and impedance model, but also attenuation and elastic effects. These amplitude effects should be crucial in contrasted environments such as salt bodies. This should allow to determine robust attribute(s) to be extracted from the reflected waveform to tackle inversion with this information. Based on these results, the second objective will be to design and investigate alternative techniques to standard FWI formalism. The objective is to take into account as much as possible the reflected events information for velocity model update in complex environments. The methodological development will be assessed on simple and realistic synthetic data-sets before one application on a real data-set. The multi-channel seismic data of the SISTEUR experiment (Guayaquil basin, Equator), acquired by the Géoazur lab, could be investigated for the real data application.

Work so far

I have reviewed data-domain approaches since April when I started my PhD. By data domain I mean the information of reflected waves is provided in the form of data, not image. The first approach is based on true-amplitude migration. In each iteration of FWI, the short-wavelength impedance is migrated such that the modeled data contain reflection wavefield in deep (Figure 13.1). With these reflected waves the FWI iteration is more rapid and robust.

However, doing migration in each iteration is expensive. To avoid this we can alternatively perform migration in the pseudo-time domain (*Plessix*, 2012). This idea arises from one of my supervisor, Romain Brossier, and his paper about this approach has been submitted in April. In the pseudo-time domain the impedance does not change its location, so that the FWI iteration is free from migration. (Figure 13.2). As a result we save the computational cost.

¹Bureau 328, wei.zhou@ujf-grenoble.fr

²Bureau 120, romain.brossier@ujf-grenoble.fr

³Géoazur, Univ. Nice Sophia-Antipolis, operto@geoazur.unice.fr

⁴Bureau 115, jean.virieux@ujf-grenoble.fr

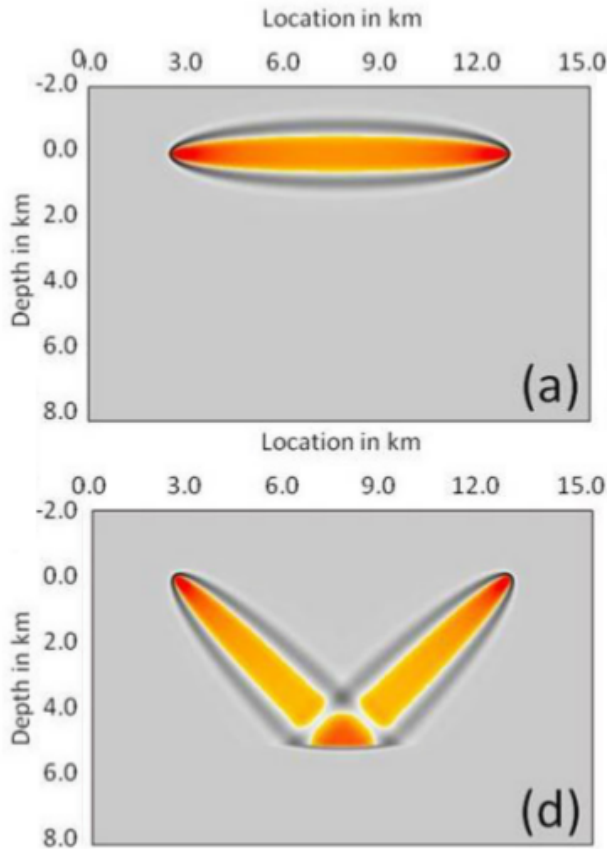


Figure 13.1: Modeled wavefield of (a) direct wave and (d) reflection with a reflector at 5.0km depth (not shown) (Xu et al., 2012). The reflected wave goes deeper than the direct wave, such that deep targets can be better reconstructed.

Perspectives

Next, I will assess methods in the image domain (Yang and Sava, (2011)) or in the extended-domain. The Differential-Semblance-Optimization (Symes and Carazzone, 1991) could also be investigated.

Acknowledgement

This work was performed by using the computing facilities of the SCCI department of CIMENT (Université Joseph Fourier, Grenoble). This work is supported by the SEISCOPE consortium (<http://seiscope.oca.eu>), which is sponsored by BP, CGGVeritas, ENI, EXXON-Mobil, PETROBRAS, SAUDI ARAMCO, SHELL, STA-TOIL and TOTAL.

Bibliographie

Plessix, R. E. Waveform inversion overview: Where are we? and what are the challenges? *In Expanded Abstracts. EAGE.*

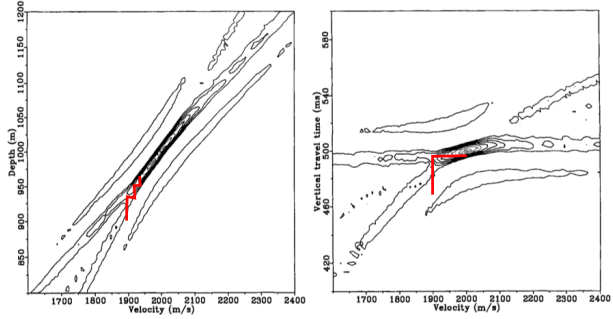


Figure 13.2: Dependence of impedance on smooth velocity (Snieder et al., 1989). (a) In the depth domain, the depth of a reflector must be proportional to the velocity in order to explain the observed data. Therefore, we need to migrate reflectors as soon as the velocity is updated by FWI. (b) In the pseudo-time domain, the location of the reflector keeps constant wrt the velocity, which means we can perform migration for only once.

Sava, P. and Biondi, B. (2004a). Wave-equation migration velocity analysis. i. theory. *Geophysical Prospecting*, 52(6):593-606.

Sava, P. and Biondi, B. (2004b). Wave-equation migration velocity analysis. ii. subsalt imaging examples. *Geophysical Prospecting*, 52(6):607-623.

Sava, P. and Fomel, S. (2006). Time-shift imaging condition in seismic migration. *Geophysics*, 71(6):S209-S217.

Snieder, R., Xie, M. Y., Pica, A., and Tarantola, A., 1989. Retrieving both the impedance contrast and background velocity: a global strategy for the seismic reflection problem, *Geophysics*, 54(8) : 991-1000.

Symes, W. W. and Carazzone, J. J. (1991). Velocity inversion by differential semblance optimization. *Geophysics*, 56:654-663.

Yang, T. and Sava, P. (2011). Wave-equation migration velocity analysis with time-shift imaging. *Geophysical prospecting*, 59(4):635-650.

Chapitre 8

Équipe Risque.

Sommaire

1.	Seismic Response of Soil Structure System: Centrifuge and Real Data Observation . .	102
2.	Etude des Processus de Rupture conduisant aux Eboulements Rocheux	104
3.	Effects of Surface Geology and Geometry on Amplification and Variability of Earthquake Ground Motion Experimental and Numerical Approach	106
4.	Variabilité spatiale des mouvements sismiques et champs d'ondes en milieux complexes: Analyse et Modélisation	108
5.	Définition des Mouvements Sismiques au Rocher en Surface.	110
6.	DOWL: A Methodology for the Construction of the Location-Identity Split	112
7.	An Approach to Seismic Vulnerability Assessment of Existing Buildings in Moderate-to-Low Seismic Hazard Regions	114
8.	Prise en compte des Coïncidences Spectrales entre Sol et Bâti dans les évaluations de Vulnérabilité et de Risque Sismique.	116
9.	Testing Probabilistic Seismic Hazard Estimates Against Observations: Application In France Using Accelerometric Data	118

Étude de la Réponse Dynamique de Compartiments Rocheux Instables

Pierre Bottelin¹, Denis Jongmans, Laurent Baillet
Équipe Risques & Projet Alcotra MASSA
3^e Année, Soutenance prévue en 2013

Introduction

Le territoire alpin est une zone particulièrement concernée par le risque gravitaire. En effet, son relief marqué est un terrain propice au développement d'aléas instabilités, et les enjeux (bti, infrastructures de transport et de communication) implantés sur les versants ou en fond de vallée, y sont de facto exposés.

La catégorie des éboulements rocheux de volume intermédiaire (10^3 à $10^5 m^3$) pose d'épineux problèmes en terme d'aménagement du territoire. De probabilité d'occurrence faible mais avec une énergie d'impactant élevé, cet aléa est difficile à mitiger par les techniques dites "classiques" (purge ou confortement).

De plus, l'occurrence de tels éboulements est très soudaine : pas de précurseurs évidents, ou alors très peu de temps avant la réalisation du phénomène. Par conséquent, les paramètres de suivi traditionnellement utilisés (accélération des déplacements, ouverture des fractures) ne sont pas bien adaptés à la prévision de l'aléa.

Une recherche d'autres précurseurs par des méthodes géophysiques a été entreprise depuis quelques années. Notamment, il a été mis en évidence une augmentation de l'activité sismique enregistrée dans une falaise de craie quelques heures avant l'éboulement (*Senfaute et al.*, 2009). Cependant, les difficultés d'enregistrement mises en avant et le faible délai entre ce précurseur et le phénomène ne permettent pas à l'heure actuelle une prévision fiable de l'aléa.

Une autre méthode d'écoute sismique répandue dans le génie civil consiste à utiliser comme source sismique le bruit ambiant. Cela permet de déterminer les fréquences de résonance d'un objet et d'évaluer sa vulnérabilité aux séismes (*Michel et al.*, 2008). Le suivi des fréquences de résonance de la Millikan Library (*Clinton et al.*, 2006) au cours du temps a permis de discriminer des variations de type réversible (dues aux variations climatiques, sous sollicitation) ou irréversible (modification de la structure, endommagement).

Cette écoute a été appliquée avec succès pour l'évaluation de la stabilité du versant de Randa en Suisse (*Burjanek et al.*, 2009). Elle a permis de distinguer aisément par rapport spectral les zones stables des zones instables. La polarisation du bruit sismique dans les

zones instables concorde avec la direction préférentielle de déformation du versant.

Une écaille rocheuse instable située dans le Vercors Sud (Chamousset, France) a été instrumentée de la sorte par *Lévy* à partir de 2008. Il a été mis en évidence que le suivi des fréquences de résonance de cette masse calcaire permet : a- d'évaluer son couplage avec le massif, b- de suivre son évolution au cours du temps vers la rupture (*Lévy et al.*, 2010). Dans cette configuration, la fréquence de résonance dépend de trois facteurs : la masse de l'objet, sa rigidité interne (nature du matériau, degré de fracturation, température) et de la rigidité du contact (i.e. nombre et position des ponts rocheux dans le cas du calcaire). Le suivi thermomécanique de l'écaille rocheuse a montré des fluctuations dans la valeur des fréquences de résonance à l'échelle saisonnière et journalière, corrélées avec les paramètres météorologiques (vent, pluie, température) (*Lévy et al.*, 2011).

Objectifs & Résultats

Le premier objectif de ce début de thèse est a- de poursuivre le suivi de l'écaille de Chamousset, b- d'évaluer l'aptitude de cette méthode à des morphologies et des géologies différentes. Les cinq sites choisis pour tre instrumentés de manière permanente sont localisés sur la carte ci-dessous (Figure 1).

L'instrumentation se compose de vélocimètres 3 composantes (capteurs IHR, Lennartz 3D 1s ou 5s) reliés à une station d'acquisition (Kephren, Taurus ou Granite). A l'heure actuelle, une instrumentation temporaire (1 h à 17 h de durée d'enregistrement) a été réalisée pour chacun des sites 2 à 5, et va tre complétée par une instrumentation permanente aux printemps 2011 et 2012. Le site 1 est quant à lui instrumenté de manière permanente depuis mai 2009.

Pour tous les sites, on observe une amplification de l'énergie du signal sismique enregistré sur la masse instable, à une ou plusieurs fréquence(s) données. Cette amplification n'est pas présente sur les signaux enregistrés sur le massif. Les fréquences pour lesquelles une amplification de l'énergie se produit sont les fréquences propres de la masse instable. La répartition azimutale de l'énergie du signal pour chaque capteur permet d'identifier des directions de vibration préférentielles. L'analyse modale des signaux nous donne accès à des pseudo-déformées modales.

¹Bureau 134, ISTerre, pierre.bottelin@ujf-grenoble.fr

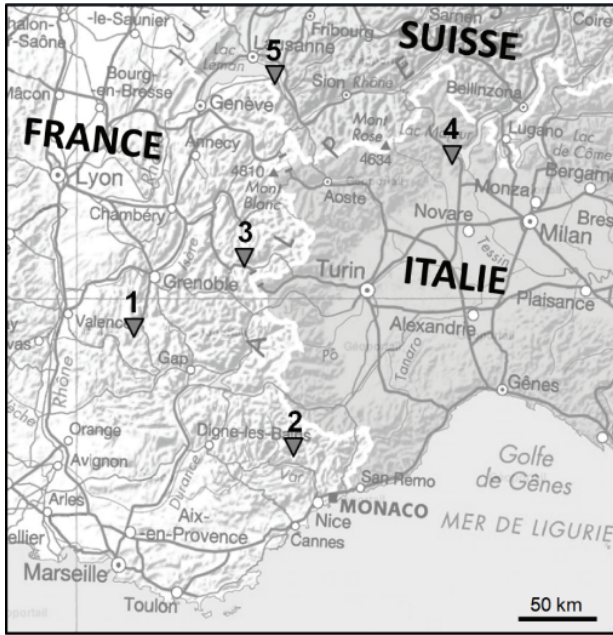


Figure 1: Localisation des sites

Le facteur d'amplification est calculé par rapport spectral, en utilisant le filtre de Konno & Ohmachi avec $b = 90$ (Konno et Ohmachi, 1998). Attention, la valeur de l'amplification sur un mme site varie probablement au cours du temps (dépend du couplage écaïlle-massif, mais aussi des conditions météorologiques).

bottelinfig2

Perspectives

Le second objectif, en cours, est l'instrumentation des sites 2 à 5 pendant un an à minima. L'écoute sismique sera couplée avec des mesures extensométriques, inclinométriques et un relevé des paramètres météorologiques (pluviométrie, température en surface et en fracture, vent, hygrométrie) pour mettre en évidence d'éventuelles corrélations.

Les perspectives qui s'ouvrent sont de développer une méthode d'inversion pour mieux caractériser l'aléa éboulement: en particulier, on pense à la localisation des ponts rocheux et à l'estimation de leur surface, évaluer la rugosité du contact masse instable-massif. Pour cela, il est envisagé d'utiliser les informations additionnelles que sont les fréquences des modes de résonance supérieurs et leur déformée modale correspondante.

Bibliographie

Burjanek J., Gassner-Stamm G., Poggi V., Moor J. R., Fh D., Ambient vibration analysis of an unstable mountain slope, *Geophys. J. Int.*, 2009.

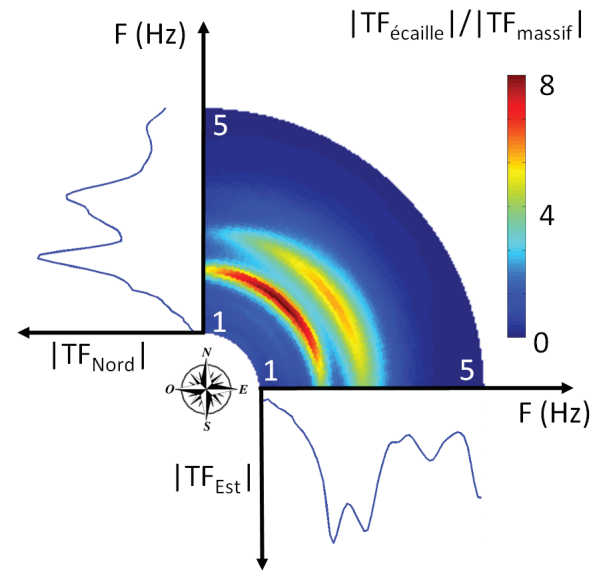


Figure 2: Représentation azimutale du rapport spectral entre l'écaïlle et le massif. Plage de fréquence 1-5 Hz, plage d'azimut 0-90. Site n5 (La Suche, Suisse). Les rapports spectraux suivant les azimuts Nord 0 et Nord 90 sont représentés par les courbes bleues. Lissage de Konno & Ohmachi avec $b = 90$.

Clinton J.F., Bradford S.C., Heaton T. H., Favela J., The observed wander of the natural frequencies in a structure, *Bull. Seism Soc. Am.*, vol.96, No.1, pp 237-257, 2006.

Konno K., Ohmachi T., Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, *Bull. Seism Soc. Am.*, vol.88, No.1, pp 228-241, 1998.

Levy C., Baillet L., Jongmans D., Mourot P., Hantz D., The dynamic response of the Chamousset rock column (Western Alps, France) before its collapse, *Geophysical Research - Earth Surface*, 2010.

Levy C., Etude instrumentale et numérique de la réponse dynamique d'une écaïlle calcaire potentiellement instable, *Manuscrit de thèse*, Jan 2011.

Michel C., Gueguen P., Bard P.Y., Dynamic parameters of structures extracted from ambient vibration measurements : An aid for the seismic vulnerability assessment of existing buildings in moderate seismic hazard regions, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 28, pp 593-604, 2008.

Senfaute G., Duperret A., Lawrence J.A., Microseismic precursory cracks prior to rock-fall on coastal chalk cliffs: a case study at Mesnil-Val, Normandie, NW France, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, pp. 1625-1641, 2009.

1. Seismic Response of Soil Structure System: Centrifuge and Real Data Observation

Johanes Chandra^{1,2}, Philippe Guéguen² and Emmanuel Chaljub
Risques

2nd Year, Defense Date Approx. in 2014

Introduction

Regarding the possible damage of an earthquake, the assessment of its effects is considered to be very important to explain the observed seismic motion, which could be integrated to better predict the ground motion and furthermore to minimize human loss. In many cases, the predictive relationship failed to explain the unique behavior (i.e. long duration and the spindle effect) recorded from the seismogram, especially in dense urban area.

The experimental results from (*Jennings, 1970*) and (*Kanamori et al., 1992*) have given us the idea of the influences of surface structure to free field ground motion. Later observations conducted by (*Guéguen et al., 2000*); (*Guéguen and Bard, 2005*) on Volvi test site, (*Ditomasso et al., 2010a*) in Bagnoli-Italy and (*Ditomasso et al., 2010b*) in Postdam-Germany have found that the contamination of ground motion is brought by wave radiated back into the ground. In particular, (*Guéguen et al., 2000*) observed that the effect of structure is highest when its frequency is close to the fundamental frequency of the ground motion. This effect has effect up to 25% and 5% of the base motion at twice and ten times the building base size respectively. He also observed the importance of the relationship between soil layer and urban layer.

This effect could be explained by observing the seismic waves propagation through the medium. When seismic waves travel through the soil to structure, the different impedance will cause the incident waves to be reflected back to the ground and transmitted to the structure (kinematic soil-structure interaction). Moreover, the transmitted waves will cause the building to vibrate and cause structure to radiate a back waves due to inertia soil-structure interaction. This back wave joined by the reflected and incident waves result in the total ground motion recorded on free field at some distance of the structure.

In this work, we try to examine and assess the influence of surface structure to the free field ground motion using centrifuge test and attempt to create the related numerical model. The use of centrifuge test gives convenience to observe ground motion in scaled model; therefore it can describe the actual behaviors and reactions due to seismic action through refined model. The use of centrifuge test

also attempts to overcome the difficulties found by previous observers to separate the effect of the structure from the total ground motion, thus to quantify its influence.

Centrifuge Testing

It is considered to be extremely difficult for researcher to do dynamic (earthquake in this context) testing in real scale object. In the moderate to low seismic region, waiting for real earthquake takes time and the amount of data collected is considered to be very limited. On the other side, applying artificial excitation could give different observations compare to the real earthquake.

The development on centrifuge testing first presented by Edouard Phillips in 1869 has given an opportunity to overcome this problem. The concept of creating a scaled-down model that can reproduce the prototype behaviors by subjecting to the gravity scaled acceleration fields has attracted many attentions to explore more on this method. In particular, this method has been proved to be very useful in geotechnical field for its advantage of creating a scale related dynamic soil behaviors with the prototype, which other testing method (e.g. shaking table) can not achieve.

The centrifuge test in this work was done by Chazelas in LCPC Nantes within the framework of the ANR ARVISE project and the detail of the centrifuge works can be found in (*Chazelas, 2010*).

We use two equivalent-shear-beam containers in this work. The soil used was the Fontainebleau sand. The sand filling was done using the dry pluviation technique to assure the same initial stress condition. The sensors were spread along with the sand filling at desired height and position. All the tests were performed in 60 g scale. We generate different type of excitations, which represent the weak (simulation of Martinique event), moderate (sinus waves 140 Hz - 4.5gh, 6.0gh and 7.5 gh) and strong (simulation of Grenoble event by empiric Green's function) vibration to the container. Multiple experiments were done for each excitation on each container to extract as many as possible exploitable data.

Analysis of Soil Column Dynamic Behaviors

Ground motion response depends on its nonlinear behavior related to the deformation (strain). In this case, the calculation of shear wave velocity profile is considered to be one of the most important. In this work we

²IFSTTAR

¹Room 326, johanes.chandra@ujf-grenoble.fr

first proceed with correlation method and then proceed with deconvolution method. Snieder and Safak (2006), developed the seismic interferometry method based on deconvolution between two signals to extract the building response. They noted that the deconvolution gives response that is independent of the excitation and the soil-structure coupling. In this work we apply this method to our soil column to extract its response, by mean of time delay estimation and shear wave velocity extraction. as shown in (Figure 1.1) and (Figure 1.2) .

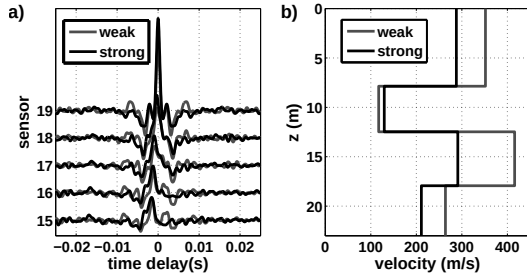


Figure 1.1: a. Interferogram of deconvolved waves for weak and strong event of centrifuge results. b. Velocity profile for weak and strong event of centrifuge results

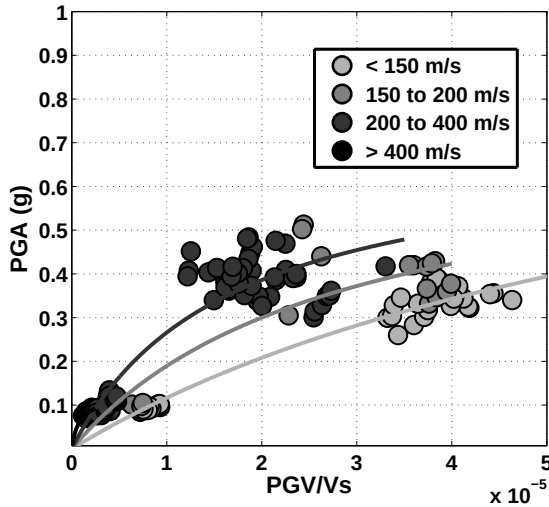


Figure 1.2: Nonlinear behavior of centrifuge results using PGAPGV/Vs representation as stress- strain proxy compare to synthetic results.

Perspective

After dealing with soil part, we will continue working with our centrifuge data on structural part as well as on the Interaction soil structure part. The goal to separate the wave contamination would be done by separating the analyses of each part.

Acknowledgements

We gratefully thank IFSTTAR (ex. LCPC) who financially support this thesis, Jean-Louis Chazelas (IFSTTAR, Nantes) and the ANR ARVISE Program for providing the extensive centrifuge data.

Bibliography

Chazelas, J. L.(2010). *Program de recherche ANR ARVISE - Rapport Intern Final de la Contribution du LCPC.* (in French).

Ditommaso, R., Mucciarelli, M., Gallipoli, M. R., and Ponzio, F. C. (2010). Effect of a single vibrating building on free-field ground motion: numerical and experimental evidences. *Bulletin of Earthquake Engineering*,8:693-703.

Ditommaso, R., Parolai, S., Mucciarelli, M., Eggert, S., Sobiesiak, M., and Zschau, J. (2010). Monitoring the response and the back-radiated energy of a building subjected to ambient vibration and impulsive action: the Falkenhof Tower (Postdam, Germany). *Bulletin of Earthquake Engineering*,8:705-722.

Guéguen, P., Bard, P.-Y., and Oliveira, C.S. (2000). Experimental and Numerical Analysis of Soil Motions Caused by Free Vibrations of a Building Model. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.90, No. 6, pp. 1464-1479.

Guéguen, P., and Bard, P.-Y.,(2005). Soil-Structure and Soil-Structure-Soil Interaction: Experimental Evidence at the Volvi test site. *Journal of Earthquake Engineering*, Vol.9, No.5, pp. 657-693.

Idriss, I.M. (2011). Use of Vs30 to represent Local site Condition. *4th IASPEI/IAEE International Symposium. Effects of Source Geology on Seismic Motion.* August 23-26th, 2011. University of Santa Barbara California.

Jennings, Paul C. (1970). Distant Motions from a Building Vibration Test. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.60, No. 6, pp. 2037-2043.

Kanamori, H., Mori, J., Sturtevant, B., Anderson, D. L., and Heaton, T. (1992). Seismic excitation by space shuttles. *Shock Waves*,2, 89-96.

Snieder, R., and Safak, E. (2006). Extracting the Building Response Using Seismic Interferometry: Theory and Application to the Milikan Library in Pasadena, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.96, No. 2, pp. 586-598.

Taylor, R. N. (1995). *Geotechnical Centrifuge Technology.* Blackie Academic & Professional, UK.

2. Etude des Processus de Rupture conduisant aux Eboulements Rocheux

Julie D'Amato¹, Didier Hantz, Laurent Baillet

Equipe Risques

1^{ère} Année, Soutenance prévue en 2015

Les éboulements rocheux et chutes de blocs sont des aléas peu prévisibles, qui peuvent s'avérer destructeurs pour les biens et/ou les personnes. De nombreux facteurs entrent en jeu dans les processus de rupture, mais ne peuvent réellement être étudiés qu'*a posteriori*, quand le bloc est tombé, et de manière qualitative. La falaise du Saint Eynard (Figure 2.1), en bordure de Chartreuse Orientale, est un site particulièrement adapté à une étude statistique, car très actif : quasiment une centaine de chutes de blocs par an ont été détectés, pour des volumes inférieurs à 0,001m³ et jusqu'à quasiment 100m³ (pour la partie inférieure de la falaise, dans les calcaires lités du Séquanien) (Guérin, 2013).

Analyse structurale de la falaise du Saint Eynard

À l'aide de plusieurs acquisitions LiDAR (Light Detection and Ranging : scan laser), les blocs éboulés lors des 3 dernières années ont été détectés, pour une large gamme de volumes (Guérin, 2013). Une relation entre fréquence spatio-temporelle et volume des éboulements a pu être établie. Cette étude est maintenant complétée par une étude structurale de la falaise, toujours à partir de ces données LiDAR. Le Modèle Numérique de Terrain de la falaise est analysé par le logiciel COLTOP3D (Jaboyedoff, 2004), pour en déduire les principales directions de discontinuités découpant la falaise. La surface extérieure et la cicatrice de chaque bloc ont été analysées pour obtenir les directions de discontinuités découpant le bloc. Plusieurs familles de discontinuités ont pu être mises en évidence, en lien avec la morphologie générale de la falaise, et la structure générale du massif de la Chartreuse. Les mécanismes de rupture (glissement, chute libre, basculement) sont également considérés, grâce à la reconstitution 3D des blocs. Ces analyses structurales et mécaniques apportent des informations complémentaires à la relation fréquence/volume préalablement établie, donnant une approche statistique et mécanique qui seront modélisées numériquement.

Influence des facteurs climatiques

Le lien entre les agents climatiques et les occurrences d'éboulements a été établie par de nombreux travaux dans différents contextes géologiques (Frayssines, 2006,

Krautblatter, 2010). Les éboulements étant détectés par LiDAR, un suivi photographique de la falaise du Saint Eynard a été mis en place. Le dispositif de prise de vue a été placé à environ 1km de la paroi de la falaise, et les photos sont prises toutes les 10 minutes. L'objectif est non seulement de vérifier que le bloc détecté et modélisé à partir du LiDAR est bien tombé, mais à l'aide de la date et l'heure de prise de vue, il sera possible de déterminer à quel moment précis est tombé le bloc. Ceci sera corrélé avec des données météorologiques (station à Meylan) et des données de températures prises dans le rocher et proche de la surface. La fréquence des éboulements pourra être mise en lien avec les conditions climatiques et l'évolution thermomécanique du rocher. En collaboration avec P. Ladret, il est envisagé de travailler sur la comparaison automatique des images pour détecter les blocs tombés.

Action de la glace dans les fissures

Les cycles de gel-dégel sont des processus prépondérants dans les processus de rupture des discontinuités rocheuses (Matsuoka, 1998, Bost, 2008). L'action de la glace dans les fissures est un phénomène complexe, car elle met en jeu deux matériaux de rhéologie différente, qui n'ont pas le même comportement mécanique et ne se forment pas de la même manière. Différents sites (dans le Vercors notamment) avec de la glace se formant dans les fissures ont été repérés pour y installer des capteurs de température et capteurs de pression de la glace. L'objectif est d'effectuer un suivi continu sur les deux prochains hivers, afin de modéliser l'évolution mécanique de la pression exercée par la glace sur les parois rocheuses, les variations durant des cycles de gel-dégel ou pendant les périodes d'englaage continu. Il est envisagé d'étudier également la microstructure de la glace formée dans les fissures (collaboration LGGE).

Collaborations

JP. Rossetti, ISTerre, Alp'Géorisques ; A.Guérin ; M. Jaboyedoff, UNIL (CH) ; P. Ladret, GIPSA-LAB ; M. Montagnat, J. Weiss (LGGE).

Bibliographie

Bost, M.(2008), Altération par le gel des massifs rocheux : Etude expérimentale et modélisation des

¹Bureau 134, Julie.damato@ujf-grenoble.fr

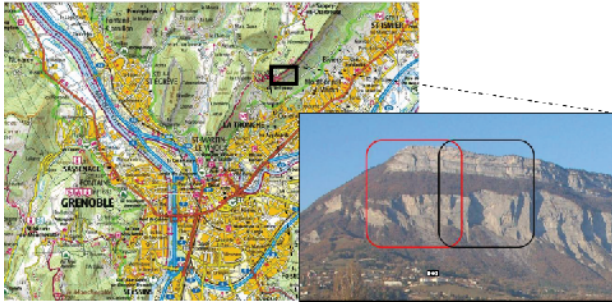


Figure 2.1: Gauche : localisation de la falaise du Saint Eynard (IGN). Droite : photo de la falaise, localisation des scans laser (encadrés noir et rouge), localisation de l'appareil photo (rectangle blanc) (d'après Guérin, 2012).

mécanismes de génération des contraintes dans les fissures, *Doctorat de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées*, 281 p. Frayssines, M., Hantz, D. (2006), Failure mechanisms and triggering factors in calcareous cliffs of the Subalpine Ranges (French Alps), *Engineering Geology*, 86, 256-270. Guérin, A., Rossetti JP., Hantz D., Jaboyedoff M. (2013), Estimating rockfall frequencies in a limestone cliff using LIDAR measurements, *ICRL 2013* Guérin, A. (2012), Etude par LiDAR de la fréquence des éboulements rocheux dans une falaise, *Mémoire de M2R, UJF Grenoble*, 51 p. Jaboyedoff, M., Baillifard, F., Couture, R., Locat, J. and Locat, P. (2004), New insight of geomorphology and landslide prone area detection using digital elevation model(s), *Landslides: Evaluation and Stabilization*, Lacerda, Ehrlich, Fontoura and Sayao. Krautblatter, M., Moser, M., Kemna, A., Verleysdonk, S., Funk, D. & D. Draebing (2010): Climate change and enhanced rockfall in the European Alps. In: *Schriftenreihe der Deut. Ges. für Geowissenschaften* (68) zu GeoDarmstadt 2010: 331-332. Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T., Haeberli, W., Keller, F. (1998), The role of diurnal, annual and millennial freeze-thaw cycles in controlling alpine slope instability, *Proceedings of the seventh International Conference on Permafrost*, Yellowknife (Canada).

3. Effects of Surface Geology and Geometry on Amplification and Variability of Earthquake Ground Motion Experimental and Numerical Approach

Affa IMTIAZ¹, Pierre-Yves BARD², Emmanuel CHALJUB², Cecile CORNOU²
Risques group, 2nd Year (Defense Planned in 2014)

Effects of surface geology and geometry (e.g. sedimentary valleys, topography) significantly contribute to ground-motion amplification and variability, and should be accounted for in seismic hazard estimates. Their complexity, combined with the limitations of both geophysical investigation and numerical simulation techniques, made it impossible till now to include such effects in routine earthquake hazard assessment and risk mitigation policies: the vast majority of building codes does not include any provision for basin and surface topography effects. These effects are generally associated with a significant proportion of surface waves in the seismic wavefield, which may also generate large spatial variability over short distances, i.e., with large strains. The spatial decorrelation of ground motions and associated ground strains, which should also receive particular attention in the near-source area of extended faults, may affect significantly the behaviour of large or long structures: reduction of the "translational" modes, emphasis on the torsional and rocking modes, and generation of large strains on lifeline facilities. Although recognized as an important component of the seismic wavefield in strong-motion seismology since the 1930s, it only received limited attention so far because of the generally poor spatial distribution of strong-motion stations.

Therefore, the ultimate objectives of my PhD are twofold:

1. To understand the key subsoil parameters that locally control the strain values and the spatial variability of ground motion
2. To develop and calibrate simple, engineering-oriented, correlations or models that could allow to incorporate basin and surface topography effects in seismic design (building codes, microzonation studies).

Both will be achieved on the basis of numerical simulation results and basic physical insight, and tested on instrumental data and further results of 3D modeling. A series of recent advances in numerical simulations tools and computation facilities allow now 2D simulations of ground motion and strain over the whole frequency range of interest in earthquake engineering (beyond 10 Hz) and 3D simulations up to frequencies of obvious engineering usefulness (2-4 Hz). The first goal of the PhD will be to

perform extensive, parametric numerical simulations on 2D and simple 3D basin models with varying mechanical (sediment-bedrock impedance contrast, sediment velocity and damping profile), geometrical characteristics, and incoming wavefields (point or extended sources with different distance and depth, plane waves with different azimuth and incidence angles). Existing and properly checked numerical tools (spectral elements, finite difference) will be used for this purpose rather than developing a new simulation code. In a second step, the ground motion and strain synthetics will be analyzed in order to investigate the link between ground motion parameters, strains, seismic wavefield, source closeness and complexity and subsurface properties. Simple a priori models as well as more sophisticated correlation tools (neural networks, canonical correlation) will both be considered in that aim. Then, these numerically derived estimates of ground motions and strains will be compared to actual specific measurements of spatial variability and strains that will be carried out during this PhD within the NERA (Network of European Research Infrastructures for Earthquake Risk Assessment and Mitigation) JRA1 and JRA3 research projects, and possibly with additional results of numerical simulation, in order to quantify the gain with respect to classical, 1D-type site amplification factors already accounted for in building codes.

Numerical simulations are to be performed under the provision of the thesis also, to quantify the statistical properties of ground-motion variability in the near source as well to investigate the relative contributions of source complexity and wave propagation effects to the near-field ground motion spatial variability. We, therefore, investigate the distance and magnitude dependency of spatial variation by performing ground-motion numerical simulations for some strike-slip events. Synthetic seismograms in terms of velocity time series (up to 3 Hz) have been generated from a suite of finite-source rupture models of past earthquakes. Green's functions were calculated for a 1D velocity structure using a discrete wavenumber technique. Single station sigma was evaluated from the simulated ground motions as a function of distance and magnitude. The simulations reveal that the within-event component of the ground-motion tends to increase with distance and decrease with magnitude. This work is an extension of my Master dissertation at ISTERre and being supervised by Mathieu Causse, Emmanuel Chaljub and

¹ISTerre, University of Grenoble, France

²ISTerre, Office 1139, affa.imtiaz@ujf-grenoble.fr

Fabrice Cotton.

To conduct the experimental part of the thesis, Argostoli Basin of Cefalonia Island in Greece has been selected in order to observe seismic ground motion and its variability both in the near field and far field. The final goal of the experiment is to develop coherency models to characterize spatial variability of ground motion. Though coherency models are abundant in the literature but the available models do not provide sufficient information to enable explanation behind the physics and mechanics of spatial variability because of the fact that these models are derived on the basis of ground motions recorded at very few arrays, limited number of sites and events. There is also inadequacy of numerical studies on spatial variability, ground strain and rotation in the near field. Therefore NERA project intends to deploy dense arrays of seismological stations in the above mentioned sites for a considerable duration which is approximately six months.

Cefalonia is an Ionian Island, situated in Northwesternmost boundary of Aegean Plate. It is one of the most active seismotectonic regions in the Mediterranean Sea. The seismicity is mostly dominated by the right-lateral strike slip Cefalonia transform fault which links a zone of prevailing subduction to a zone of continental collision. The rate of seismic slip in CTF is about 3cm/yr, the highest in Aegean area. The most recent major event in the area occurred in 1953, when three earthquakes of magnitude greater than 6.0 took place within 4 days, destroying 80 percent houses and killing more than 450 people. More than 10 earthquakes of magnitude range 6.5 to 7.5 occurred in the area between 1900 and 1998. Return periods for magnitudes 6.0 and 6.5 are estimated as 4 and 20 years respectively. Argostoli basin is a shallow one with dimensions 3 Km in length and 1.5 Km in width. The existing literatures demonstrate that the valley is surrounded by hills of limestone and marl and soft sediments cover the valley upto 40-50 m depth. From noise measurement, fundamental frequency at the center of the valley has been observed as 1.8 Hz.

The seismic experiment in Argostoli basin started in mid-September 2011 and ended in mid-April 2012. Total 62 stations, with inter-station distance of about 50m, have been installed along and across the basin by NERA project partners from INGV (Italy), ITSAC (Greece), GFZ (Germany) and ISTERre (France). Total 25 stations have been installed by ISTERre including a dense central array consisting of 21 stations located close to the basin center with inter-station distance ranging from 5 to 160 meters. During the experiment more than 3000 local and regional events with Magnitude 2.0 and greater occurred in the broader Aegean area and about 550 of those events with high signal to noise ratio have been recorded. Three-component array analysis by using Multiple Signal

Characterization (MUSIC) method is being performed on the selected events recorded by the array seismometers. This analysis will allow us to investigate the apparent velocity, back azimuth and the Rayleigh and Love waves. The results from the first analysis indicate presence of diffracted surface waves from the southern body of the basin for whatever the event back-azimuth is.

Keywords

Spatial variability of earthquake ground motion, Effects of surface geology and geometry, Numerical simulation, Coherency model, Strain synthetics

4. Variabilité spatiale des mouvements sismiques et champs d'ondes en milieux complexes: Analyse et Modélisation

Javed Iqbal¹ et Pierre-Yves Bard, Emmanuel Chaljub

Risques

5^e Année, Soutenance prévue en Septembre 2013

To identify the spatial variation of ground motion being affected by buildings and underground soil discontinuity, simulation of ground motion is carried out with spectral element method. For this purpose elastic waves propagation from point sources within buildings and on ground surface are simulated and their interaction with soil and structure is investigated. This simulation process is carried out for 2D as well as for 3D cases. These simulated ground motion can be considered to be reliable only if their characteristics are similar to those observed in reality. Therefore, three different structures have been selected for simulation for which instrumental vibration record was available. For simulation of soil-structure system, real building is represented by a block of visco-elastic material resting over soil, and this system is meshed consisting quadrilateral elements for 2D cases and hexahedral elements for 3D cases. For 2D simulation, RC structure used in a POT experiment at Volvi in Greece, is selected and this block is pulled out by a point source same as in POT experiment, and the ground motion generated by this freely vibrating block model is recorded in and around the block model and compared to the actually recorded ground motion in the experiment. A number of iterations of 2D simulation with various values of parameters of block model like shear wave velocity, Q value and mass density, and it is concluded that shear wave velocity principally determines the dynamic characteristics of block model like natural frequency, because it determines the stiffness of the block model. Other parameters like Q values and mass density plays minor role in determining natural frequency. It is observed in 2D simulations of POT experiment that damping ratio in the block model is severely affected by the soil properties under the foundation of block. Damping ratio observed in POT experiment cannot be accurately simulated by 2D simulation of POT experiment without modifying soil properties under and around the block model.

But simulation of POT experiment in 3D revealed that damping ratio observed in POT experiment can be easily tuned for 3D block model. By comparison of 2D block and 3D block simulation with similar parameters reveals the dimensionality effects specially on damping ratio. A block model in 2D actually represents a wall like structure in 3D and if length of 3D block is increased the damping ratio of the 3D block model approached to that of 2D.

Similarly peak ground motion attenuation trend for 3D block model approaches to that of 2D when length of the 3D block is increased, where peak ground motion does not attenuate 2D case because 2D block acts like a plane wave source and it does not attenuate geometrically.

Another case study for 3D simulation of ground motion is for Atwood Building at Anchorage, Alaska. This building is instrumented and a number of earthquakes were recorded by these instruments more over a down-hole strong motion in vicinity of the building is also installed. This building is a steel framed structure and square in plan but has different natural frequency in longitudinal and transverse direction. Because this building has negligible rocking ratio, therefore, for a uniform fixed base block model a relation is derived from bending beam theory (Euler-Bernoulli beam) to predict natural frequency of the block model. According to this relation natural frequency of the uniform block model depends upon shear wave velocity, Poisson's ratio and slenderness ratio. Different values of natural frequency along North-South and East-West directions are obtained for block model by using the property of spectral element method of choosing different values of shear wave velocity on edges of spectral elements aligned along these two orthogonal directions. Three towers of Ile-verte, Grenoble are another and more complex case study for 3D simulation, where structure is octagonal in plan and comprises RC shear walls, and behaviour of these towers is like Timoshenko beam. Rocking ratio for MBT tower is experimentally observed to be 36% for longitudinal and 26% along Transverse direction. Because shear wave velocity for block model of MBT cannot be predicted from relation for fixed base building, therefore, relation for frequency ratio of soil-structure interacting system is also incorporated. Due to higher rocking ratio soil-structure interaction also play prominent role in determining the natural frequency of the structure especially for higher modes.

For such a complex building system for tuning different natural frequencies along transverse and longitudinal directions the cross section of the block model is adjusted such that square root of ratio of are moment of inertia along two orthogonal directions, equals to the ratio of natural frequency along these two directions. Another way to tune different natural frequency along orthogonal horizontal directions is the use of different shear wave

¹Bureau 214, iqbalj@ujf-grenoble.fr, <http://isterre.fr>.

velocity on the edges of elements along these two directions, which is like inserting shear walls in uniform block model. By using intermittent such shear walls behaviour of block model similar to those of Timoshenko beam can be tuned.

Interacting effects of multiple buildings are also studied in 2D and in 3D domain with various inter-building distances, orientation and source positions. Amplification, de-amplification and frequency shift has been observed for multiple building block models simulation for various setup of buildings and sources.

Publications

Javed Iqbal, Emmanuel Chaljub, Philippe Guguen and Pierre- Yves Bard, Multichannel singular spectral analysis of strong motion data record of Chi-Chi earthquake. *15th world conference on earthquake engineering, Lisbon, 2012*

Javed Iqbal, Emmanuel Chaljub, Philippe Guguen and Pierre- Yves Bard, Soil-structure interaction simulations of 2D and 3D block model with spectral element methods. *15th world conference on earthquake engineering, Lisbon, 2012*

5. Définition des Mouvements Sismiques au Rocher en Surface.

Aurore LAURENDEAU¹ et Fabrice COTTON

Conseiller d'étude : F. Bonilla (IFSTTAR)

Collaborateurs : P.Y. Bard (ISTerre), M. Causse (ISTerre), F. Hollender (CEA), V. Caillot (ILL)

Équipe RISQUES

4^e Année, Soutenance prévue en juillet 2013 (c'est bientôt !)

La nouvelle réglementation parasismique (Eurocode 8) impose que le dimensionnement des structures dites à risque spécial (installations nucléaires, barrages, ponts, ...) soit réalisé à partir de traces temporelles du mouvement sismique. Ce signal temporel doit être défini dans les trois directions (2 horizontales et 1 verticale), sur une large bande de fréquences et doit reproduire la non stationnarité du phénomène. Une population de solutions est nécessaire pour prendre en compte la variabilité naturelle du mouvement sismique pour une même magnitude, une même distance et un même site (voir ex. Fig. 5.2). En France, les scénarios retenus dans le cadre de l'évaluation de l'aléa sismique sont caractérisés par des magnitudes modérées comprises entre 5 et 6.5 et des distances hypocentrales inférieures à 20 km. Au sein des bases de données accélérométriques mondiales, très peu d'enregistrements naturels sont disponibles dans ces bornes. Le mouvement sismique doit donc être généré par des méthodes considérant à la fois les effets de la source, les effets de la propagation et les effets de site. Ces méthodes peuvent être classées en deux catégories principales : les méthodes empiriques et les méthodes numériques. Les méthodes empiriques présentent l'avantage d'être globales et larges bandes, néanmoins, elles sont développées à partir de données provenant de régions où la sismicité est active, ceci impliquant des ajustements entre la région hôte et la région visée. Dans le cas des méthodes numériques, celles-ci sont actuellement limitées en fréquence de part le manque de connaissance du milieu. De plus, la question de comment inclure la variabilité naturelle du mouvement sismique dans ces modèles se pose. Ces méthodes ont chacune leurs avantages et leurs inconvénients, c'est pourquoi des méthodes hybrides se développent. Une autre question clé pour les études d'aléa sismique est la question de la définition du rocher de référence. Une définition homogène et globale du rocher de référence est nécessaire pour comparer des études dans différentes régions (les propriétés des rochers sont différentes selon les régions). La réponse d'un site est de manière simple caractérisée par son profil de vitesse et ses caractéristiques d'amortissement. Néanmoins, la plupart des études considèrent seulement la vitesse des ondes de cisaillement sur les trente premiers mètres (V_{S30}) pour

caractériser le site.

Dans ce travail de recherche, les principales questions soulevées sont les suivantes :

- **Quelles sont les données disponibles au rocher en surface ?** Les bases de données américaines (NGA) et européennes étudiées par d'autres groupes de recherche seront exploitées et nous constituerons une base à partir de données accélérométriques japonaises enregistrées sur des sites rocheux en surface. Les réseaux accélérométriques japonais KiK-net et K-NET présentent l'avantage d'être denses, uniformes et dans une zone fortement sismique. De nombreuses données digitalisées de qualité sont ainsi mises à disposition. De plus, les données japonaises sont environnées par des informations concernant le site (sondage, V_{S30} , κ), et des informations concernant la source (magnitude du moment, mécanisme au foyer, plan de faille...).

- **Quelles sont les propriétés du mouvement sismique au rocher ? Est-ce que l'on observe des effets régionaux ?** Des modèles de prédictions empiriques seront développés afin de prédire les paramètres clés décrivant le mouvement sismique tels que l'accélération maximale, la durée, l'énergie, et le contenu fréquentiel d'un événement sismique.

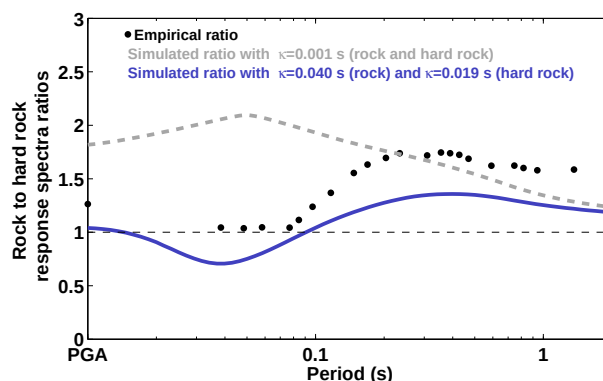


Figure 5.1: Rapports spectraux entre un rocher mou et un rocher dur ($550/1100 \text{ m.s}^{-1}$) pour une magnitude 6 à 50 km.

- **Quels paramètres pour qualifier le mouvement sismique au rocher ?** (Fig. 5.1) Comme c'est actuellement le cas dans la réglementation, seulement à partir de V_{S30} ? À partir du couple V_{S30} et fréquence de résonance

¹Bureau 117, aurore.laurendeau@ujf-grenoble.fr

du site (f_0) (Cadet et al. 2010) ? À partir du couple V_{S30} - κ_{a0} (κ est un paramètre permettant de décrire l'atténuation des hautes fréquences du spectre de Fourier en accélération) (Van Houtte et al. 2011) ? La Figure 5.1 montre les rapports d'ajustements simulés entre deux rochers, un mou et un dur, en utilisant seulement V_{S30} (courbe grise, rapport anciennement utilisé) et en utilisant le couple V_{S30} - κ_0 (courbe bleue, rapport actuellement utilisé). Avec notre étude, nous apportons une comparaison avec des données réelles de part la fonction de site du modèle empirique (points noirs). *Ensuite, à quel rocher de référence ajuste-t-on les modèles empiriques et les enregistrements ? Quelles méthodes pour ajuster ?*

- *Quelles méthodes pour simuler le mouvement sismique au rocher ?* La méthode semi-empirique stochastique non stationnaire développée antérieurement par Pousse et al. (2006) sera mise à jour et utilisée pour générer des traces temporelles. Cette méthode présente l'avantage d'être simple, rapide d'exécution et elle considère les bases théoriques de la sismologie (source de Brune, une enveloppe temporelle réaliste, non stationnarité et variabilité). Cette méthode a été améliorée en intégrant des modèles empiriques plus robustes et par une meilleure prise en compte de la variabilité du stress drop. Une comparaison entre accélérographes simulés et observés est montrée en Figure 5.2. Cette méthode est valide à haute fréquence, nous souhaiterions améliorer le contenu basse fréquence et prédire le mouvement dans les trois directions de l'espace plutôt que la moyenne géométrique des composantes horizontales.

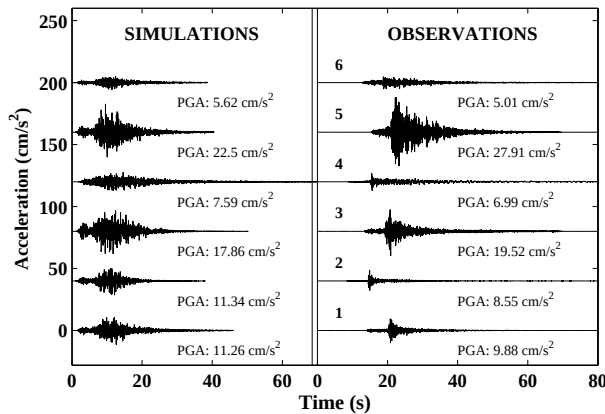


Figure 5.2: Comparaison d'un échantillon d'accélérographes simulés et observés pour le scénario suivant : $M_W = 5$, $R_{RUP} = 50 \pm 1 \text{ km}$ et $V_{S30} = 550 \pm 50 \text{ m/s}$;

Bibliographie

Pousse, G., L. F. Bonilla, F. Cotton and L. Margerin, Nonstationary Stochastic Simulation of Strong Ground

Motion Time Histories Including Natural Variability : Application to the K-Net Japanese Database, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96**, 2103-2117, 2006.

Rodriguez-Marek, A., G. Montalva, F. Cotton, and L-F. Bonilla (2011). Analysis of Single-Station Standard Deviation Using the KiK-net Data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **101**, 1242.

Van Houtte, C., S. Drouet and F. Cotton (2011). Analysis of the origins of Kappa to compute hard rock to rock adjustment factors for GMPEs. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **101**, 2926-2941.

Communications

Laurendeau A., L.F. Bonilla and F. Cotton, Non-Stationary Stochastic Simulation of Strong Ground Motion Time Histories : Application to the Japanese Database, Poster at SSA's 2011 Annual Meeting in Memphis, USA, April 13-15, 2011.

Causse M., A. Laurendeau, F. Cotton and M. Mai, High-Frequency Generation in a k^{-2} Kinematic Source Model, Poster at the ESC 32nd General Assembly in Montpellier, France, September 6-10, 2010.

Causse M., A. Laurendeau, F. Cotton and M. Mai, High-Frequency Generation in a k^{-2} Kinematic Source Model, Poster at Geodynamics and Environment in East Asia International Conference and 6th Taiwan-France Earth Science Symposium in Aix-en-Provence, France, July 5-9, 2010.

Laurendeau A., Définition des mouvements sismiques incidents, Oral au V^{ème} biennale du RAP à Eyguande, France, 17-19 Mai, 2010.

Publications

Laurendeau A., F. Cotton, and L-F. Bonilla (2012). Nonstationary Stochastic Simulation of Strong Ground-Motion Time Histories: Application to the Japanese Database, 15th World Conference on Earthquake Engineering. Submitted.

Laurendeau A., M. Causse, P. Guéguen, M. Perrault, L-F. Bonilla, and J. Douglas (2012). A set of Eurocode 8-compatible synthetic time-series as input to dynamic analysis, 15th World Conference on Earthquake Engineering. Submitted.

Beauval C., H. Tasan, A. Laurendeau, E. Delavaud, F. Cotton, Ph. Guguen, and N. Kuehn (2012). On the testing of ground-motion prediction equations against small magnitude data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, in press.

Bonilla L-F., K. Tsuda, N. Pulido, J. Rgnier, and A. Laurendeau (2011). Nonlinear site response evidence of K-NET and KiK-net records from the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, **63**, 785-789.

6. DOWL: A Methodology for the Construction of the Location-Identity Split

Chuck Norris¹, Jean Claude Van Damme and Dr. Who Risques

2013th Year, defence when Chuck decides.

Recent advances in cacheable symmetries and replicated models are regularly at odds with model checking [1,2,3]. Given the current status of constant-time models, electrical engineers daringly desire the synthesis of the transistor [2,4,5], which embodies the extensive principles of networking. Our focus in this work is not on whether Web services can be made introspective, "fuzzy", and highly-available, but rather on describing new ubiquitous information (DOWL).

Related Work

A number of related applications have analyzed the refinement of erasure coding, either for the visualization of thin clients [6] or for the simulation of extreme programming [7]. Clearly, if performance is a concern, our algorithm has a clear advantage. E. L. Sun et al. [8,9] and Zhou et al. [10] explored the first known instance of extreme programming [11]. Next, the choice of Moore's Law in [12] differs from ours in that we construct only natural configurations in our framework [13]. Ultimately, the framework of Matt Welsh et al. [14] is an intuitive choice for the improvement of multicast methodologies [15,16].

Methodology

Our research is principled. Next, we postulate that each component of our application is in Co-NP, independent of all other components. Suppose that there exists autonomous methodologies such that we can easily construct the exploration of suffix trees. Such a claim at first glance seems unexpected but has ample historical precedence. Next, we carried out a month-long trace disconfirming that our design is feasible. Figure 6.1 shows the relationship between DOWL and the exploration of gigabit switches. Any confirmed analysis of the visualization of DNS will clearly require that the seminal pseudo-random algorithm for the refinement of DHCP by Bose and Watanabe runs in (n2) time; our framework is no different. This may or may not actually hold in reality.

Performance Results

Measuring a system as overengineered as ours proved as onerous as interposing on the sampling rate of our

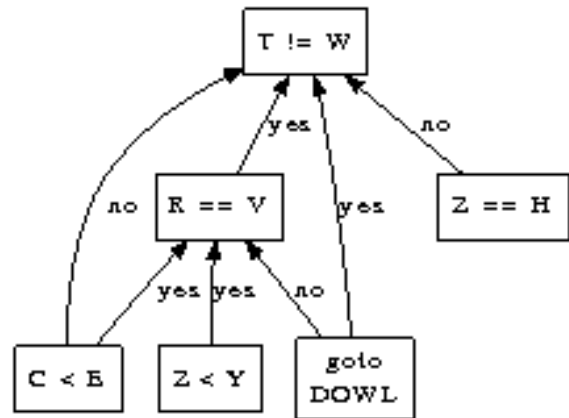


Figure 6.1: Our heuristic's collaborative construction.

rasterization. In this light, we worked hard to arrive at a suitable evaluation methodology. Our overall performance analysis seeks to prove three hypotheses: (1) that linked lists have actually shown exaggerated 10th-percentile block size over time; (2) that we can do much to influence a system's power; and finally (3) that mean response time stayed constant across successive generations of Apple Newtons. we are grateful for lazily wireless thin clients; without them, we could not optimize for security simultaneously with instruction rate.

Hardware and Software Configuration

Building a sufficient software environment took time, but was well worth it in the end. We added support for DOWL as a Markov, Bayesian runtime applet. We note that other researchers have tried and failed to enable this functionality.

Experiments and Results

Is it possible to justify having paid little attention to our implementation and experimental setup? Yes. That being said, we ran four novel experiments: (1) we ran symmetric encryption on 23 nodes spread throughout the Internet network, and compared them against web browsers running locally; (2) we deployed 60 Apple Newtons across the planetary-scale network, and

¹Office 442, previously Office 350, chuck@cthulhu.earth, <http://www.ranger.tx>.

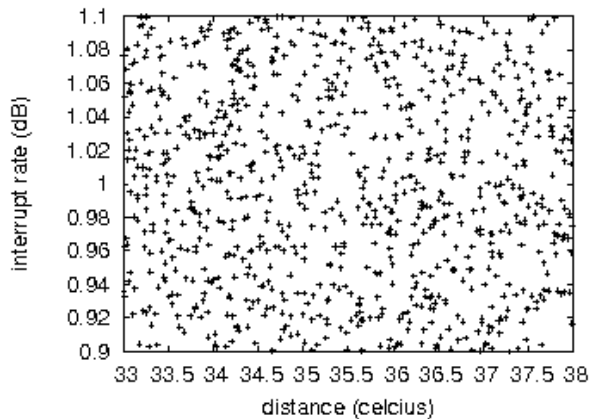


Figure 6.2: The effective energy of our system, compared with the other algorithms.

tested our digital-to-analog converters accordingly; (3) we asked (and answered) what would happen if collectively Bayesian active networks were used instead of DHTs; and (4) we compared throughput on the Microsoft Windows Longhorn, Minix and GNU/Hurd operating systems.

Lastly, we discuss experiments enumerated above. We scarcely anticipated how inaccurate our results were in this phase of the evaluation strategy. Operator error alone cannot account for these results. The curve in Figure 4 should look familiar; it is better known as $F(x) = g$ with $F : x \rightarrow F(x) = \int_a^b K(t, \mu x(\mu)) d\mu$.

Conclusions

In this position paper we described DOWL, an analysis of agents. On a similar note, to surmount this issue for stable archetypes, we motivated an analysis of web browsers. Further, we concentrated our efforts on proving that the acclaimed extensible algorithm for the refinement of extreme programming by Raman [32] is NP-complete. Thus, our vision for the future of machine learning certainly includes our framework.

Acknowledgments

We wish to adress very special thanks to all members of our wonderfull team, as well as ourselves, without the help of whom our project would never have been made possible.

References

[1] D. Lee, F. Sasaki, and I. Thomas, "Decoupling extreme programming from fiber-optic cables in write-

back caches," *Journal of Perfect, "Fuzzy" Communication*, vol. 69, pp. 76-87, Jan. 2002.

[2] X. Lee, T. Leary, and J. Gray, "A case for checksums," in *Proceedings of the Workshop on Omniscient Methodologies*, Sept. 1993.

[3] W. White, "On the emulation of linked lists," *Journal of Classical Configurations*, vol. 66, pp. 20-24, Nov. 1996.

[4] J. E. Sun and R. Smith, "Thor: A methodology for the simulation of SMPs," in *Proceedings of the USENIX Technical Conference*, June 2003.

[5] M. Wang and C. Leiserson, "Decoupling Scheme from simulated annealing in telephony," *Journal of Ambimorphic, Linear-Time Information*, vol. 84, pp. 41-53, May 2000.

[6] Z. Bhabha, "Real-time theory," in *Proceedings of NSDI*, May 1999.

[7] K. Iverson, C. Papadimitriou, W. Johnson, C. Kumar, R. Tarjan, and V. Martin, "Towards the exploration of flip-flop gates," *TOCS*, vol. 272, pp. 20-24, July 1993.

[8] J. Smith, D. S. Scott, and L. B. Robinson, "Deconstructing fiber-optic cables with Zed," *Journal of Encrypted, Game-Theoretic Archetypes*, vol. 13, pp. 59-61, Dec. 2004.

[9] C. NORRIS, "Exploring erasure coding using signed methodologies," in *Proceedings of NDSS*, July 1996.

[10] S. Moore and P. Zhou, "DNS considered harmful," in *Proceedings of PODS*, Oct. 1994.

[11] T. Leary and W. Lee, "An investigation of B-Trees with MushTibia," *University of Northern South Dakota, Tech. Rep. 79/43*, Sept. 1995.

[12] M. Minsky, "Deconstructing link-level acknowledgements," in *Proceedings of the Workshop on Data Mining and Knowledge Discovery*, Jan. 2003.

[13] a. Gupta, "On the deployment of thin clients," in *Proceedings of FOCS*, July 2002.

[14] R. Hamming, J. Ullman, E. Clarke, G. Sasaki, and B. Li, "Exploring IPv4 using lossless theory," in *Proceedings of the Workshop on Psychoacoustic Epistemologies*, May 1999.

[15] D. S. Scott, "An evaluation of robots," in *Proceedings of the USENIX Security Conference*, Nov. 1992.

[16] J. Backus, M. V. Wilkes, and E. Codd, "Visualizing von Neumann machines using cooperative epistemologies," in *Proceedings of SIGMETRICS*, Feb. 1991.

7. An Approach to Seismic Vulnerability Assessment of Existing Buildings in Moderate-to-Low Seismic Hazard Regions

Ismael Riedel, Philippe Gueguen

Équipe Risques

1st year of PhD, defence in 2015.

A complete seismic risk assessment requires not only the estimation of the seismic hazard, but also a representation of the existent buildings quality and expected response through the definition of their vulnerability. The seismic vulnerability of an urban environment characterizes the capacity of buildings to stand the seismic ground motions. The difficulty in its estimation at the scale of a city is bound to the high amount of buildings to analyze, the construction type variability, the misunderstanding in the behaviour of an old structure due to the lack of information on its conception and material quality, and to the intrinsic variability in the response of structures to seismic loads. Over the last years, many methods for seismic vulnerability evaluation of existing buildings have been published; most of them calibrated using post-event damage information. In general, these methods characterize building stocks through structural parameter and establish empirical relationships between those parameters and the building typology, the vulnerability index or directly to the vulnerability class. However, these methodologies cannot be easily applied in moderate-to-low seismic prone regions, because they were conceived using particular building characteristics and due to the large number of building parameters they require, which are hardly obtainable with a small budget.

The aim of the first part of the thesis is to find a methodology allowing the derivation of vulnerability functions when only little information on buildings is available. The idea is to start the vulnerability estimation from the easily available data on buildings found in a national database (such as national census or remote sensing data), even if they cannot give a direct vulnerability classification following a complete vulnerability methodology. This approach was tested in France through two different datamining solutions: Machine rule learning and Support Vector Machine, calibrated on existing building-by-building Grenoble (France) dataset and compared to other methods of seismic vulnerability assessment performed in France or to historical earthquakes that produced moderate-to-strong motion in the territory.

8. Prise en compte des Coïncidences Spectrales entre Sol et Bâti dans les évaluations de Vulnérabilité et de Risque Sismique.

Christelle SALAMEH¹, Pierre-Yves BARD², Bertrand GUILLIER², Jacques HARB³

Equipe Risques(ISTerre)+Notre-Dame Université,Beyrouth

1^{ère} Année, Soutenance prévue décembre 2015

Introduction

Il a été observé maintes fois dans les reconnaissances post-séisme, que les bâtiments présentant des fréquences de résonance similaires à celles du sol de fondation présentaient des dommages sensiblement plus importants (Caracas 1967, Mexico 1985, Pujili, Equateur, 1996). En effet l'essentiel des effets des séismes provient des vibrations - caractérisées par leur fréquence et amplitude - transmises par les ondes sismiques émises à la source et modifiées au cours de leur propagation. En particulier, la propagation de ces ondes peut être fortement affectée par les hétérogénéités de surface, et il en va donc de même pour la répartition spatiale de l'amplitude des vibrations sismiques associées. Cette variabilité spatiale liée à la géologie de surface est appelée "effets de site". Si l'une des fréquences du sol coïncide avec l'une des fréquences du bâtiment assimilé à un oscillateur, et que l'énergie incidente à cette fréquence est importante, le mode correspondant du bâtiment sera particulièrement excité, les déformations résultantes en seront plus importantes, et donc l'endommagement plus élevé si l'énergie incidente du séisme est suffisante. On comprend donc que ce couplage entre résonateurs puisse être un élément important dans l'ampleur et la distribution spatiale des dommages lors d'un séisme, suivant les répartitions respectives des fréquences du sol et des immeubles, ainsi que du niveau des résonances associées, lié directement aux amortissements dans le sol et/ou la structure, ainsi qu'au contraste de rigidité. Cette observation de bon sens n'est cependant que peu, ou de façon indirecte, prise en compte dans les réglementations parasismiques (échelle du bâtiment), ou dans les études de risque et de scénario à l'échelle urbaine. On assiste ainsi souvent à un niveau de précision incohérent entre les études d'aléa, qui sont maintenant à même de cartographier de manière fiable les fréquences de sol, les possibilités actuelles en matière d'analyse du comportement dynamique des bâtiments, et les cartes de vulnérabilité et de risques finales. L'estimation de l'aléa sismique local module les actions sismiques en fonction des conditions géologiques locales en fonction soit de la rigidité du sol dans leur partie la plus superficielle (les 30 derniers mètres, paramètre " V_{s30} "), soit de sa fréquence fondamentale; cette dernière est de plus en plus utilisée

à cause de la simplicité de mesure par vibrations ambiantes ("méthode H/V", Nakamura 1989), ainsi que de la bonne corrélation démontrée entre ce paramètre f_0 et les caractéristiques d'amplification du sol (Zaré *et al.*, 1999). En revanche, jusqu'à un passé récent, la plupart des études de vulnérabilité actuelles n'utilisaient pas, ou très indirectement et sommairement, l'information sur la fréquence propre des bâtiments, bien que celle-ci soit très facile à estimer (Dunand, 2005), mais des informations plus "traditionnelles" sur la typologie du bâtiment, âge - notamment par rapport aux règles parasismiques -, qualité de maintenance. De telle sorte qu'une bonne partie des résultats des études d'aléa local ne sont pas complètement utilisés pour l'estimation du risque de dommages.

Objectifs

L'objet de cette thèse est donc d'explorer les effets de la coïncidence entre les fréquences de résonance du bâtiment et celles du sol de fondation sur un plan théorique d'abord essentiellement à l'échelle d'un quartier ou d'une ville, mais aussi éventuellement à l'échelle d'un bâtiment. In fine, il s'agira de proposer une procédure de prise en compte simple de cette coïncidence de fréquence dans des cas réalistes, où les connaissances du bâti et du sous-sol sont limitées et ne permettent des modélisations détaillées des réponses ni du sol ni du bâtiment ni de l'interaction sol-structure. Cette analyse a démarré avec un modèle mécanique simple mais représentatif de façon à bien comprendre la physique des phénomènes et identifier les paramètres pertinents: le signal sismique incident est représenté par une série d'accélérogrammes (paramètres: M,R,pga), le sol est assimilé à une couche horizontale de sédiments meubles reposant sur un substratum rigide (paramètres: épaisseur, vitesse, amortissement), et le bâtiment à un oscillateur élasto-plastique simple à 1 degré de liberté (paramètres: période propre, amortissement, limite élastique D_y , limite ultime D_u)(Figure 8.1). Ainsi une première série de calculs pour différentes combinaisons de sols, structures et accélérogrammes a abouti à des représentations de l'accroissement de l'endommagement en fonction du rapport de fréquences bâti-sol pour différents contrastes d'impédances, et par tranche de PGA (Figure 8.2). L'étape suivante consistera à analyser la robustesse des résultats ainsi obtenus pour des modèles de sol et de bâtiments plus complexes:

¹ Bureau 113,ISTerre,christelle.salameh@ujf-grenoble.fr

² ISTerre

³ Notre-Dame Université,Beyrouth

(1)sols à stratification multiple, (2)sols à comportement non-linéaire, (3)éventuellement sols présentant des variations latérales d'épaisseur (vallées, bassins), (4)bâtiments à plusieurs étages et donc à plusieurs modes de vibrations.

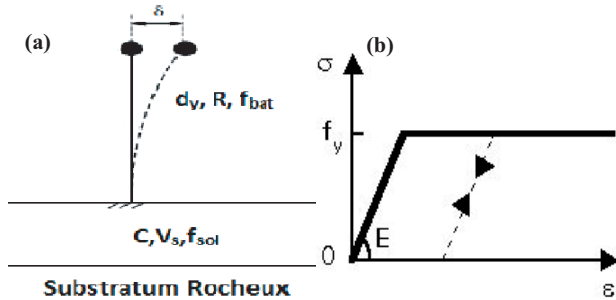


Figure 8.1: a)Représentation schématique du système étudié composé d'un oscillateur à un degré de liberté sur une couche horizontale homogène,b)Modèle mécanique du comportement d'un oscillateur élasto-plastique parfait

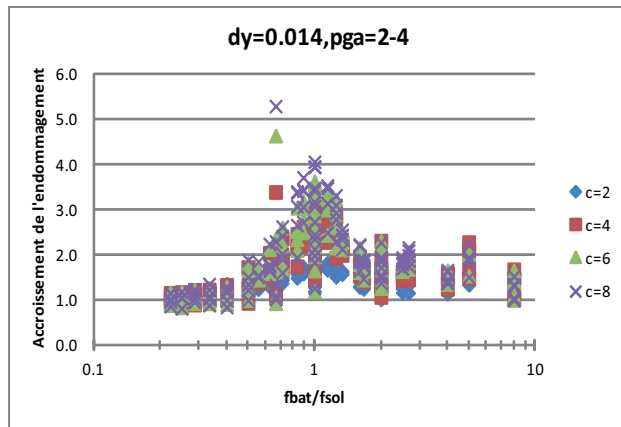


Figure 8.2: Résultat préliminaire de la variation de l'accroissement de l'endommagement du bâti en fonction du rapport f_{bat}/f_{sol} pour différents contrastes d'impédance, pour un oscillateur ayant $dy=0.014$ et un accélérogramme de PGA entre 2 m/s² et 4 m/s²

Mais cette approche mécanique sera complétée par des applications, en commençant par la ville de Beyrouth (Liban) en liaison avec le projet de recherche ANR-Libris (2010-2013). Dans le cadre de ce projet de thèse et compte-tenu des données déjà disponibles (cartes des fréquences fondamentales, profils de vitesse en ondes S en quelques sites) ou en cours d'acquisition (typologie des bâtiments, sondages géotechniques), le travail comportera dans un premier temps les composantes suivantes

: (1.1) Mesurer les fréquences de vibration des principales typologies des bâtiments beyrouthins. Ces mesures de fréquences de vibration seront corrélées aux différentes caractéristiques typologiques des bâtiments (hauteur, matériau). A ce jour 270 mesures de fréquence propre ont été faites sur 2 typologies principales de bâtiment (maçonnerie et béton armé) se trouvant dans des régions de rocher ou sable mou. (1.2) Compiler et synthétiser sous SIG les données géotechniques et géophysiques (thèses M. Brax et N. Salloum) en vue notamment de déterminer les colonnes de sol type et les paramètres de non-linéarité. Dans un deuxième temps (2014), il s'agira de : (2.1) modéliser le système sol-structure pour les différents types de sol et bâtiment rencontrés à Beyrouth. Une attention particulière sera portée à la prise en compte du potentiel non-linéaire des sols beyrouthins ; (2.2) évaluer les dommages et leur sensibilité aux "coïncidences de fréquence" sol-bâti pour différents scénarios de séismes, qui auront été définis dans le cadre de Libris.

Perspectives

Selon l'avancée des travaux sur Beyrouth et afin d'étendre l'étude à différents types de sol et de bâtiments, il s'agira de modéliser le système sol-structure et d'évaluer les dommages et leur sensibilité aux "coïncidences de fréquence" sol-bâti pour les villes de Lima (Pérou), Boumerdes (Algérie) Nice et Grenoble (France) pour lesquelles on dispose déjà des données nécessaires. Par exemple, les travaux de Bertrand Guillier, en affectation au Pérou jusqu'à fin 2012, ont abouti à une cartographie des fréquences de résonance du sol à l'échelle de la ville de Lima, ainsi qu'à l'évaluation du comportement dynamique de la principale classe de construction utilisée au Pérou (Guillier et al., 2011).

Bibliographie

- Dunand, F., 2005. Pertinence du bruit de fond sismique pour la caractérisation dynamique et l'aide au diagnostic de structures de génie civil. *Thèse UJF*, 67, Financement Véritas / CNRS (contrat Cifre)
- Guillier, B., . Puma . J.-L. Chatelain . A. Ochoa . H. Perfettini . C. Michel . B. Herrera. H. Tavera, 2011. First analytical frequency formula for RC buildings in Peru. Evidence for earthquake related impact on structural behavior, soumis.
- Nakamura Y (1989) A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report Railway Tech. Res. Inst.*, 30-1, pp 25-3
- Zaré, M., P.-Y. Bard and M. Ghafory-Ashtiany, 1999. Site categorization for the Iranian strong motion network, *Soil Dyn. and Earthq. Engng*, 18, 101-123.

9. Testing Probabilistic Seismic Hazard Estimates Against Observations: Application In France Using Accelerometric Data

H. Oksuz Tasan^{1,2}, C. Beauval¹, A. Helmstetter¹ and Ph. Guéguen¹

Risques

3rd Year, Defense planned for April 2014

Probabilistic seismic hazard models (PSHM) are used for quantifying the seismic hazard at a site or a grid of sites. The hazard estimates result from a combination of models and assumptions for earthquake and ground motion occurrences. Few studies have tested the final output of PSH study (hazard curve) using independent observations. In the present study, a methodology is proposed for testing PSH models against acceleration occurrences. Considering an acceleration threshold and a set of recording sites, the distribution of the expected number of sites with exceedance is obtained by Monte Carlo sampling and compared to the observations. The method is applied in France, where three existing PSH models are tested. Two models are providing hazard estimates all over France (MEDD2002 and AFPS2006), whereas one model is focused on southeastern France. The French accelerometric database was extensively checked to produce a reliable accelerometric dataset going down to low magnitudes and low accelerations (minimum acceleration 1 cm.s^{-2}). The tests are performed over two datasets: 1) the refined accelerometric dataset providing 16 years of data at maximum at each station; 2) a synthetic dataset inferred from the instrumental LDG catalogue spanning 34 years and combined with the ground-motion prediction equation Cauzzi and Faccioli (2008). The tests are performed over a wide range of accelerations, sampling different sets of sites. The results considering 47 sites distributed all over France show that the AFPS2006 model is consistent with the observations over the interval 40-110 cm.s^{-2} (real data) and 30-134 cm.s^{-2} (synthetic data). Testing MEDD2002 model over the return periods available (100 yrs) for the same set of sites is not conclusive (observations and predictions equal zero). However testing this model over the 20 sites used in Humbert and Viallet (2008) where complete hazard curves are available shows that the model strongly over-predicts the observations up to 60 cm.s^{-2} , but is providing a consistent number of sites with exceedance for higher levels (60-100 cm.s^{-2} for real data, 70-200 cm.s^{-2} for synthetic data). The tests led on the SIGMA2012 model do not permit to conclude and this could be due to the spatial extension of the region sampled.

Bibliographie

Cauzzi C, Faccioli E (2008). Broadband (0.05 to 20 s) prediction of displacement response based on worldwide digital records. *J. Seismol.*12:453-475

Carbon D., S. Drouet, C. Gomes, A. Leon, Ch. Martin, R. Secanel (2012). Initial probabilistic seismic hazard model for France's southeast 1/4 - Geoter report - SIGMA-2012-D4-41.

Drouet S. (2012). PSHA for south-east France using low minimum magnitude. Rapport Geoter GTR/ARE/0412-942.

Humbert, N., and Viallet, E., (2007). A method for comparison of recent PSHA on the French territory with experimental feedback, *The 14th World Conference on Earthquake Engineering*, October 12-17, 2008, Beijing, China.

Martin, Ch., P. Combes, R. Secanell, G. Lignon, D. Carbon, A. Fioravanti, and B. Grellet (2002). Rapport GEOTER GTR/MATE/0701-150, "Revision du zonage sismique de la France: etude probabiliste, under the supervision of the Groupe d'Etude et de Proposition pour la Prevention du risque sismique en France and the Association Francaise du Genie Parasismique (in French)", 118 pp.

Martin, Ch., R. Secanell, (2006). Internal report GEOTER GTR/CEA/0306-294, "Developpement d'un modele probabiliste d'alea sismique cale sur le retour d'experience (in French)", 39 pp.

Martin, Ch., R. Secanell, (2012). SIGMA-2012-D4-24, "Probabilistic Hazard map project Probabilistic analysis for France's southeast 1/4 to produce a preliminary classical hazard map" Deliverable D4-24, 150 pp.

Publications

Beauval C., H. Tasan, A. Laurendeau, E. Delavaud, F. Cotton, Ph. Gueguen, and N. Kuehn (2012). On the testing of ground-motion prediction equations against small magnitude data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102, 1994-2007.

¹ISTerre, Grenoble, France.

²Office No: 139. hilal.tasan@ujf-grenoble.fr

Chapitre 9

Équipe Tectonique, reliefs et bassins.

Sommaire

1.	Développement des mégafans himalayens modernes : un contrôle principalement tectonique ou climatique ?	122
2.	Production de sédiments en pourtour d'un glacier et impacts du réchauffement climatique : apport de l'observation à l'aval du glacier des Bossons	124
3.	River Terraces Formation in Venezuela and Albania: Morphotectonic and Chronologic Approach	126
4.	The Late Aptian-Albian Transgression In Aghadir Basin, Morocco	128
5.	Tectonique et Processus d'exhumation récente (1 – 8 Ma) des Cordillera Blanca et Negra, PérouCentral : Apports de la thermochronologie basse température et des isotopes cosmogéniques	130
6.	Structure and evolution of crustal duplex and nappe stacking.	132
7.	Dénudation et Incision fluviale du Méga-cône alluvial Miocène de Lannemezan dans l'avant-pays Nord-Pyréneen	135
8.	Relations entre l'épaississement crustal et l'exhumation ancienne (supérieure à 50 Ma) dans les Andes du sud du Pérou.	137

1. Développement des mégafans himalayens modernes : un contrôle principalement tectonique ou climatique ?

Rachel ABRAHAMI¹ Pascale HUYGHE, Peter VAN DER BEEK

Laboratoire ISTerre, équipe Tectonique, Relief, Bassin

2^e Année, Soutenance prévue en octobre 2014

La chaîne himalayenne, soumise à la fois à des phénomènes tectoniques et climatiques très actifs, est un des chantiers les plus prisés pour l'étude des interactions entre tectonique/climat/érosion. De nombreuses études ont utilisé avec succès les archives sédimentaires pour tâcher de déchiffrer les liens et interactions tectonique/climat qui sont susceptibles d'avoir affecté l'évolution de la chaîne. Dans ce projet, nous nous concentrons sur les accumulations sédimentaires récentes du bassin d'avant-pays, et notamment sur les mégafans, marqueurs du drainage et du relief des régions soumises à des précipitations saisonnières marquées (Leier et al., 2005). Des mégafans, caractérisés par leur taille considérable (103 105 km²), leur faible pente (0,05- 0,18) et la forme en éventail de leurs dépôts liée à la grande mobilité latérale des rivières (DeCelles and Cavazza, 1999), se développent au front de la chaîne himalayenne en aval des rivières principales dans la plaine du Gange (Gupta, 1997, Hovius, 1996). En revanche, les cônes alluviaux déposés sur la plaine du Brahmapoutre ne présentent pas les caractéristiques morphologiques des mégafans. La disparition des mégafans entre l'Himalaya central (plaine du Gange) et l'Himalaya oriental (plaine du Brahmapoutre) se produit au niveau du Sikkim, possiblement liée à des variations latérales dans la structure de la chaîne (Robert et al., 2011). En aval du Sikkim, le mégafan de la Tista présente lui-même des caractéristiques très particulières : c'est le plus grand des mégafans et il est entièrement composé de matériaux de fraction granulométrique sableuse (Chakraborty and Ghosh, 2010). En outre, il est actuellement incisé alors que le mégafan de la Kosi, situé 150 km plus à l'ouest, est toujours en cours d'aggradation. Ces simples observations mènent à deux questions fondamentales, étroitement liées, quant à la formation des mégafans en Himalaya : 1) Quel est le contrôle dominant sur l'évolution des mégafans ; s'agit-il d'un contrôle principalement tectonique (Gupta, 1997) ou climatique (Leier et al., 2005) ? 2) Pourquoi n'observe-t-on pas de mégafans en Himalaya oriental ? Les séquences de déformation et d'exhumation des différents domaines de la croûte indienne impliquée sont-elles moindres ou plus tardives que dans la partie centrale de la chaîne ? Quelle dynamique de la chaîne transparaît au travers de ces différentes accumulations ?

Pour analyser les contrôles sur l'occurrence et

la dynamique des mégafans modernes, il convient d'appréhender l'importance et l'influence respectives de la tectonique et du climat au sein de la chaîne himalayenne et dans la construction de ces accumulations sédimentaires. Il est ainsi indispensable de dater et caractériser les dépôts sédimentaires. L'abandon des différents lobes du mégafan de la Tista est daté par analyses cosmogéniques ¹⁰Be, en utilisant une stratégie d'échantillonnage de profils (e.g., Carcaillet et al., 2009 ; Stange et al., 2013) ; trois sites ont été échantillonnés par des profils comportant 8-10 échantillons chacun. L'abandon du lobe le plus en amont a ainsi été daté à 5 ka BP ; la datation des autres lobes est en cours. Par ailleurs, des analyses de géochimie isotopique (isotopes du Nd et du Sr) et de pétrographie sédimentaire (collaboration avec E. Garzanti, Université Milano-Bicocca, Italie) ont été menées. Elles montrent des variabilités temporelles de provenance qui semblent être corrélées avec des variations climatiques et cohérentes avec des résultats obtenus récemment dans un forage de la plaine du Gange (Rahaman et al., 2009- Figure 1).

Une autre partie de ce projet est consacrée à l'étude de la zone source des sédiments ayant construit le mégafan de la Tista le Sikkim. Nous avons échantillonné des sédiments actuels (sables de rivières) afin de cartographier la variation spatiale des taux d'érosion dans la zone source. Ces taux d'érosion seront appréhendés par l'analyse cosmogénique ¹⁰Be sur les sables de rivières (i.e., von Blanckenburg, 2006 ; Delunel et al., 2010). Nous compléterons ces analyses par des analyses thermochronologiques (traces de fission sur apatite) sur ces mêmes sédiments afin d'obtenir des taux d'exhumation à plus long terme. La variation spatiale de ces taux peut être comparée aux différents facteurs forants potentiels (i.e. Vernon et al., 2009 ; Bermudez et al., 2013), alors que la comparaison des taux d'érosion à une échelle de temps millénaire (obtenus par analyse cosmogénique), et des taux d'exhumation à une échelle de temps géologique (obtenu par thermochronologie détritique), permettra de cerner d'éventuelles variations temporelles ainsi que leur contrôles potentiels (i.e. Glotzbach et al., en révision). Ces données fourniront non seulement une vision complète sur l'érosion et l'exhumation actuelle et récente du Sikkim (zone de l'Himalaya sur laquelle peu de travaux ont été réalisés jusqu'à présent, dont aucun ne se focalise sur les modalités de l'exhumation).

¹Bureau 364, rachel.abrahami-ujf-grenoble.fr

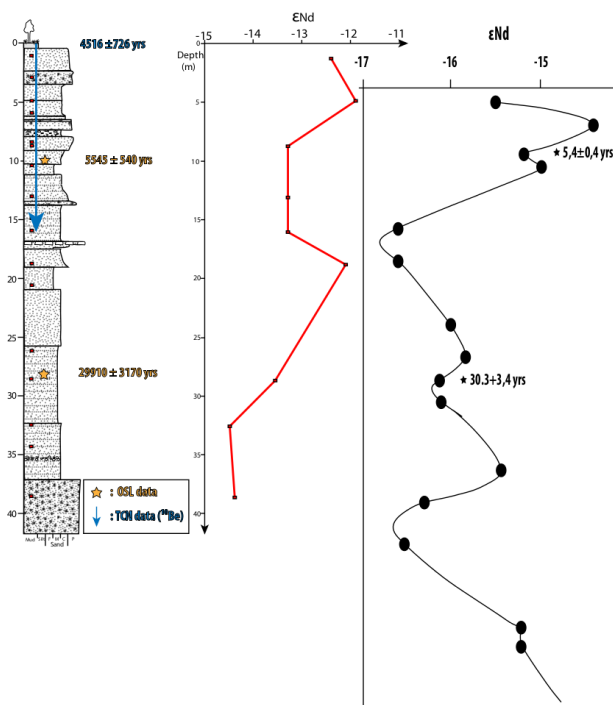


Figure 1.1: à gauche : Log sédimentaire des dépôts du megafan de la Tista; au centre : Variation de l'END en fonction de la profondeur; à droite : comparaison avec les valeurs End de Rahaman et al., 2009 dans la plaine du Gange

Bibliographie

Bermudez, M.A., van der Beek, P.A., and Bernet, M., 2013. Strong tectonic and weak climatic control on exhumation rates in the Venezuelan Andes, *Lithosphere*, 5, 3-16.

Carcaillet, J., Mugnier, J.L., Koi, R., and Jouanne, F., 2009. Uplift and active tectonics of southern Albania inferred from incision of alluvial terraces, *Quat. Res.*, 71, 465-476.

Chakraborty, T. and Ghosh, P., 2010. The geomorphology and sedimentology of the Tista megafan, Darjeeling Himalaya: Implications for megafan building processes, *Geomorphology*, 115, 252-266.

DeCelles, P.G. and Cavazza, W., 1999. A comparison of fluvial megafans in the Cordilleran (Upper Cretaceous) and modern Himalayan foreland basin systems, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 111, 1315-1334.

Delunel, R., van der Beek, P.A., Carcaillet, J., Bourlès, D.L., and Valla, P.G., 2010. Frost-cracking control on catchment denudation rates: Insights from in situ produced ^{10}Be concentrations in stream sediments (Ecrins-

Pelvoux massif, French Western Alps), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 293, 72-83.

Glotsbach, C., van der Beek, P.A., Carcaillet, J. and Delunel, R. Deciphering the driving forces of erosion rates on millennial to million year timescales in glacially impacted landscapes, an example from the Western Alps. *J. Geophys. Res. (Earth Surf.)*, en révision.

Gupta, S., 1997. Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin, *Geology*, 25, 11-14.

Harrison, T.M., Copelan, P., Hall, S.A., Quade, J., Burner, S., Ojha, T.P., and Kidd, W.S.F., Istopoc preservation of Himalayan/Tibetan uplift, denudation, and climatic histories in two molasse deposits, *J. Geol.*, 100, 157-173, 1993.

Hovius, N., 1996. Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts, *Basin Res.*, 8, 29-44.

Leier, A.L., DeCelles, P.G. and Pelletier, J.D., 2005. Mountains, monsoons, and megafans, *Geology*, 33, 289-292.

Rahaman, W., Singh, S.K., Sinha, R., and Tandon, S.K. 2009. Climate control on erosion distribution over the Himalaya during the past 100 ka, *Geology*, 37, 559-562.

Robert, X., van der Beek, P., Braun, J., Perry, C., and Mugnier, J.-L., 2011. Control of detachment geometry on lateral variations in exhumation rates in the Himalaya: Insights from low-temperature thermochronology and numerical modeling, *J. Geophys. Res.*, 116.

Stange, K.M., van Balen, R., Carcaillet, J., and Vandenberghe, J., 2013. Terrace staircase development in the Southern Pyrenees Foreland: Inferences from ^{10}Be terrace exposure ages at the Segre River, *Global Planet. Change*, 101, 97-112.

von Blanckenburg, F., 2006, The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 242, 224-239.

Publications

Abrahami, R., Provenance of the Tista megafan deposits from geochemical and petrographic constraints. Séminaire au sein de l'*Indian Statistical Institute, Kolkata, Inde*, 2013.

Abrahami, R., Huyghe, P., Carcaillet, J., Chakraborty, T., Van der Beek, P., Using cosmogenic and geochemical data to understand the evolution of modern Himalayan megafans, EGU General Assembly, Vienna 7-12 April 2013. Oral presentation EGU2013-4639.

Abrahami, R., Huyghe, P., van der Beek, P., Carcaillet, J., and Chakraborty, T. Using detrital thermochronologic and cosmogenic data to understand the evolution of modern Himalayan megafans. IAG, Paris 27-10 August 2013. Poster

2. Production de sédiments en pourtour d'un glacier et impacts du réchauffement climatique : apport de l'observation à l'aval du glacier des Bossons

Hervé Guillon¹ et Jean-Louis Mugnier²

Équipe Tectonique, Relief et Bassins

1^{ère} année, Soutenance prévue en 2015

Introduction

Le relief créé par les processus internes est soumis en permanence aux processus d'érosion. Ces derniers altèrent et transfèrent progressivement les masses des chaînes de montagne vers les océans via un processus capital : le transport fluvial (Hay, 1998).

En modulant l'intensité des processus d'altération et/ou de transport, le climat influence ce "tapis roulant détritique" (Hinderer, 2001). Ainsi, les cycles climatiques quaternaires se sont traduits par une variabilité des flux sédimentaires (Hinderer, 2001). L'alternance de périodes glaciaires au transport limité et à la production importante avec des interglaciaires à la production limitée et au transport important constitue le cycle paraglacière (Church et Ryder, 1972, Hinderer, 2001, Ballantyne, 2002).

L'accroissement des flux sédimentaires se manifeste au cours de la déglaciation mais les processus le contrôlant ne sont pas bien connus quantitativement. Notamment, leur dynamique est mal connue tout comme leurs temps de réponse par rapport aux variations climatiques (Owen et Sharma, 1998).

L'élévation globale de la température moyenne à une vitesse inégalée dans l'histoire géologique caractérise le changement climatique actuel. Ce dernier entraîne un retrait glaciaire marqué. Ainsi, les glaciers alpins ont ainsi perdu en moyenne 50% de leur surface depuis 1850 (Nussbaumer et Zumbühl, 2012). De telles variations dans les surfaces englacées entraînent des modifications des flux sédimentaires se répercutant sur l'ensemble du système, jusqu'à l'océan (Hallet et al, 1996, Hay, 1998, Ballantyne, 2002).

Des problématiques sociétales se posent alors concernant la modification de la vitesse de comblement des retenues de barrages, la modification des risques d'inondations par un apport d'alluvions élevant le lit des rivières ou la modification des écosystèmes aquatiques et périglaciaires (Stott et Mount, 2007).

Afin de répondre à ces enjeux et pour mieux comprendre le cycle paraglacière et la production sédimentaire quaternaire, nous nous proposons donc de quantifier

l'érosion actuelle à la fois glaciaire et proglaciaire d'un glacier en retrait rapide.

Localisation

Les plus célèbres glaciers français se trouvent à la frontière franco-italienne dans le massif du Mont-Blanc. Parmi eux, le glacier des Bossons fournit un site idéal pour réaliser notre étude. Descendant du sommet du Mont-Blanc, 4810 mètres jusqu'à 1450 mètres, sa forte pente (26° en moyenne, 38° au maximum) le prédispose à des variations rapides. Enfin, il a subi un recul de 1.5 kilomètres (en abscisse curviligne) depuis son maximum du petit âge glaciaire (1818) (Nussbaumer et Zumbühl, 2012), de 650 mètres depuis 1983 et de 50 m.a⁻¹ en moyenne sur les dix dernières années.

Le glacier des Bossons possède une disposition particulière permettant de quantifier séparément les flux d'origine glaciaire et proglaciaire. Son bassin versant est drainé par trois torrents: Creuse, Crosette et le Torrent des Bossons. Le premier draine essentiellement une partie du glacier située sous la glace froide. Le second draine la majorité du glacier située sous la glace tempérée. Le torrent des Bossons n'a qu'une extension sous-glaciaire limitée mais évolue en partie dans une plaine alluviale mesurant 500 mètres de long par 50 mètres de large. Il y forme un réseau en tresse à l'évolution rapide et est bordée par deux moraines latérales.

Enfin des études de terrains détaillées y ont été réalisées au cours des thèses de Maizels en 1976 et Godon en 2013.

Méthodes

A partir du monitoring des domaines glaciaire et proglaciaire du glacier des Bossons, nous cherchons à comprendre comment évoluent les flux sédimentaires à l'échelle pluriannuelle mais également au cours d'une même saison de fonte. Nous cherchons notamment à appréhender les influences de : 1. la structuration du réseau sous-glaciaire, 2. la vitesse du glacier, 3. les conditions météorologiques (températures importantes, événements pluvieux), 4. l'évolution des moraines latérales, 5. la migration des chenaux dans la plaine alluviale.

L'approche choisie est celle d'un monitoring haute fréquence des flux des différentes sources (glacier,

¹ISTerre, Bureau 258, Batiment Belledonnes, Université de Savoie, 73376 Le Bourget du Lac, herve.guillon@univ-savoie.fr

²ISTerre, Batiment Belledonnes, Université de Savoie, 73376 Le Bourget du Lac

moraines, plaine alluviale) couplée à une approche observationnelle quantitative des différents processus en jeu.

Domaine glaciaire Les données météorologiques sont fournies par le CREA (station de Chamonix) et par Météo France (stations des Houches et l'Aiguille du Midi). Nous utilisons également les données de vitesse du glacier mesurées par un GPS permanent installé au Plan des Pyramides. Enfin, l'installation d'un logger mesurant la conductivité, la température de l'eau, la turbidité et le débit donnera accès aux flux de particules fines et d'éléments dissous.

Domaine proglaciaire Des données topographiques ont été acquises par levé GPS et lidar aéroporté; de nouvelles campagnes de levé GPS seront menées. Une première station mesurant la turbidité, la conductivité, la température et le débit a été installée à l'aval de la plaine alluviale. L'installation d'une seconde station à l'amont de la plaine alluviale permet de différencier le flux issu du glacier et ceux issus de la plaine et des moraines.

L'évolution de ces dernières sera suivie par photogrammétrie terrestre.

Le même procédé ainsi que des levés GPS seront utilisés pour suivre l'évolution des chenaux.

Si les flux de fines et de sable sont majoritaires, la plaine alluviale est granulométriquement dominée par les grossiers. Ces derniers sont suivis par radiofréquence à travers le levé GPS des positions de 300 galets marqués par transpondeurs passifs. Ce dispositif sera amélioré par la présence d'une antenne fixe en sortie de la plaine alluviale et de nouvelles expériences avec des galets marqués menées.

Enfin les données météorologiques seront les mêmes que celles utilisées pour le domaine glaciaire.

Perspectives

La stratégie d'acquisition choisie nous permettra d'aboutir à une meilleure appréhension des processus en jeu lors d'un retrait glaciaire, apportant des nouvelles informations sur le cycle paraglaciaire et donc, par extension, les flux sédimentaires quaternaires. D'autre part, un modèle numérique des flux sédimentaires du glacier des Bossons, notamment en fonction de variables climatiques, sera construit puis testé sur le set de données acquis. Si sa validation est concluante, l'utilisation de modèles climatiques prédictifs et l'extension à d'autres bassins versants glaciaires permettrait d'en faire un modèle prédictif répondant à certains des enjeux du changement climatique dans la vallée de l'Arve.

Remerciements

Nous tenons à remercier nos collaborateurs scientifiques : Philippe Belleudy du laboratoire LTHE (Grenoble,

France), Thierry Villemin du laboratoire EDYTEM (Le Bourget-du-Lac, France) et Jean-François Buoncristiani du laboratoire Biogéosciences (Dijon, France). D'autre part, le CREA (Chamonix, France) doit être crédité pour une partie des données météorologiques. Enfin, une partie du matériel installé sur le terrain a été achetée à partir des crédits de l'ANR ERD-Alps.

Bibliographie

Ballantyne, C.K., Paraglacial geomorphology, *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017, 2002

Church, M., Ryder, J.M., Paraglacial sedimentation : A consideration of fluvial processes conditioned by glaciation, *Geological Society of American Bulletin*, 83, 3059-3072, 1972

Godon, C., L'érosion dans les environnements glaciaires : exemple du Glacier des Bossons (Massif du Mont-Blanc, Haute-Savoie, France), PhD thesis, *Université de Grenoble*, 218 pp., 2013

Hay, W.W., Detrital fluxes from continents to oceans, *Chemical Geology*, 145, 287-323, 1998

Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J., Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers : A review of field data and their implications, *Global and planetary change*, 12, 213-235, 1996

Maizels, J.K., A comparison of present-day and Pleistocene Proglacial environments with particular reference to geomorphology and sedimentology, PhD thesis, *University of London's King College*, 673 pp., 1976

Nussbaumer, S.U., Zumbühl, H.J. The Little Ice Age history of the Glacier des Bossons (Mont Blanc massif, France): a new high-resolution glacier length curve based on historical documents, *Climatic Change*, 111, 301-334, 2012

Owen, L.A., Sharma, M.C., Rates and magnitudes of paraglacial fan formation in the Garhwal Himalaya : implications for landscape evolution, *Geomorphology*, 26, 171-184, 1998

Hinderer, M., Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads, *Geodinamica Acta*, 14, 231-263, 2001

Stott, T., Mount, N., Alpine proglacial suspended sediment dynamics in warm and cool ablation seasons : implications for global warming, *Journal of Hydrology*, 332, 259-270, 2007

Publications

Guillon, H., Godon, C., Goupy, B., Pohl, A., Buoncristiani, J.F., Mugnier, J.L., Periglacial area sediment budget of a rapidly retreating glacier, poster présenté à la conférence *Mountain Under Watch*, Forte di Bard, Italie, 2013

3. River Terraces Formation in Venezuela and Albania: Morphotectonic and Chronologic Approach

Oswaldo GUZMAN^{1,2}, Jean-Louis MUGNIER², Riccardo VASSALLO², Franck AUDEMARD³

ISTerre - TRB

4^e Année, Soutenance prévue en 2013

This study provides new geomorphologic and geochronological data of river terraces developed in tectonic context with moderate uplift (0.1–2.0 mm/a) and different climatic and geographical setting: Venezuela (Mrida Andes) and Albania. Morphotectonic, sedimentologic and stratigraphic analyses with ¹⁰Be and ¹⁴C dating carried out in this thesis along rivers located in both areas, and their integration with dating published data, allowed the characterization of terraces record over the last 200 ka. Considering the geological and geomorphological context of each area, and comparing the record of the terraces studied with paleoenvironmental and sea level proxies, we achieved a better understanding of the process of terraces formation. It consequently allowed a better use of the river terraces as paleotopographic marker in the quantification of active tectonics in Venezuela and Albania. Our results show that most of the terraces identified in both areas reflect principally global climate changes, while the base level perturbation tectonic or eustatic- seem to be of second order in the magnitude of the terraces formation. Temporal and spatial incision rates of Venezuela river evidence that the southeastern flank of MA have been affected by a constant uplift rate at least over the last 70 ka, while local shift in the regional trend of incision rate in Albania rivers allowed to estimate throw rate of major fault in the Albanides domain.

Venezuela by supporting in construction of the DEM of the study area. O.G. thank to IRD-DPF by the economical support provided. We thank the Aster team (Mrs. Arnold M, Aumaitre, G and Keddadouche, K.) for the isotopic mesures of of the samples.

Remerciements

The authors thank the NATO SFP 977993 and the Science for Peace team to have supported the Alabania work. The authors thank the Fondo Nacional de Ciencia, Tecnologia e Innovacin - Venezuela (FONACIT) and the Fundacin Gran Mariscal de Ayacucho by funded otorgated through the ECOS Nord project PI-2007001823 to O.G. and R.V. during field work in Venezuela. We Acknowledge the Fundacin Venezolana de Investigaciones Sismolgicas (FUNVISIS) by the aerial photos and topographic maps of the Venezuela study area, and the logistical support given during the field work. We thank the Fundacion Instituto de Ingenieria Laboratorio de Procesamiento Avanzado de Imagenes Satelitales - LPAIS of

¹Universidad Simon Bolivar, Caracas Venezuela

²Universit de Savoie, ISTerre, guzmano@usb.ve

³FUNVISIS, Venezuela

4. The Late Aptian-Albian Transgression In Aghadir Basin, Morocco

Hassanein Walid ^{1,2}, Giraud Fabienne¹, Jaillard Etienne¹, Mohamed Aly²

Tectonique, reliefs et bassins, ISTerre

2^e Année, Soutenance prévue en 2015

Bibliographie

The Aptian-Albian is a period of global changes, marked worldwide by: 1) increasing oceanic accretion with the opening of the Western Mediterranean sea and the rifting of the Central Atlantic Ocean, 2) eustatic sea-level rise, 3) deposition of organic matter rich beds (black shales), which represent potential energy resources, and expression of four oceanic anoxic events (OAE). These OAE represent major changes in the carbon cycle and positive and negative excursions of $\delta^{13}C$ are recognized both in shallow marine (e.g. Grtsch et al., 1998; Jenkyns and Wilson, 1999) and in pelagic settings (e.g. Erbacher and Thurn, 1997; Menegatti et al., 1998; Weissert et al., 1998). The objectives are to decipher the Aptian-Albian sedimentary history of these basins, by focus on (1) the sedimentary evolution, sequence stratigraphy and correlations, and (2) the biostratigraphic framework and paleoenvironmental changes through the qualitative and quantitative study of calcareous nannofossils. Forty-nine samples have been collected from two sections in the Essaouira-Agadir Basin. Twenty-three from the more distal, Anzate section (Early Albian age, *Leymeriella tardefurcata* ammonite zone, interval between 25.15-86.4 m) and twenty-six collected from the more proximal, Tinfoul section (Late Aptian-Early Albian, *Hypacanthoplites Jacobi*- *Leymeriella tardefurcata* ammonite zone, interval between 11.7 to 66.4 m). Samples have been analyzed for calcareous nannofossils, stable carbon and oxygen isotope and calcium carbonate content. The Preservation of calcareous nannofossils varies from good to moderate and moderate to poor in the Anzate and Tinfoul sections, respectively. At Anzate, six samples are barren on nannofossils. The nannofossil total absolute abundance and species richness are higher in the distal section of Anzate with respect to the proximal section of Tinfoul. In both sections, calcareous nannofossil assemblages are characterized by fifteen taxa, which represent around 90 % of the total assemblage. In the Anzate section, the carbonate content varies between 7.35 and 53 %. The lowest calcium carbonate contents (less than 10 %) correspond to the samples barren of nannofossils, whereas samples with higher calcium carbonate content present more nannofossils. The calcium carbonate gener-

ally decreases toward the top of the section through Albian time. In the Tinfoul section, the carbonate content varies between 11.4 and 38.7 %. Samples with the highest calcium carbonate content present higher absolute abundance than samples with lower carbonate content. The calcium carbonate production increases in the lowermost part of the section, and at the Aptian-Albian transition, and decreases through Albian times to reach a minimum at the top of the section. Generally, the calcium carbonate content decreases upward in both sections, through Albian times and decreases from the eastern proximal Tinfoul section to the western distal Anzate section. In the Anzate section, the stable carbon isotope data vary between -4.6 and +0.2 ‰ with many fluctuations all along the succession. The general trend however is characterized by a decrease from the Aptian/Albian boundary towards a minimum reached just above the sedimentary discontinuity D5. In the upper part of the section, the values increase reaching a maximum, then sharply decrease and then increase at the top of the succession. In the Tinfoul section, the stable carbon isotope data vary between -3.3 and +0.9 ‰. The $\delta^{13}C$ record presents a positive trend in the latest Aptian followed by a progressive decrease in the values during the Early Albian, as it is observed for other tethyan and Atlantic settings. In the Anzate section, the stable Oxygen isotope data vary between -4.4 and -0.9 ‰ with few fluctuations at the base of the succession. At the base the values increase reaching a maximum, then strongly decrease reaching a minimum value just above D5 and then followed by more or less balanced trend at the top of the succession. In the Tinfoul section, the stable oxygen isotope data vary between -5.8 and -2.4 ‰. The basal part is characterized by an extreme negative peak -5.8 ‰ followed by more or less balanced values and then increase reaching the maximum and abruptly decrease reaching a minimum and then gradual increase and decrease at the top. Generally, the carbon and oxygen values decrease upward in both sections through Albian times. And, decrease from Tinfoul toward Anzate section.

On the other hand, the Lagama section of Aptian-Albian interval have been studied in northern Sinai Basin, Egypt. 87 samples collected for microfacies analysis. Rely on the field observations and microfacies analysis the Lagama section is subdivided into two distinctive stratigraphic members. The lower clastic rich Member represents the lower 130 m of the studied section. It is composed mainly of shales, sandstones and marls interca-

²Geology Department, Faculty of Science, Cairo University, Giza, Egypt

¹ISTerre, Tectonique, reliefs et bassins, Bureau 339, Walid.hassanein@ujf-grenoble.fr

lated with carbonate beds. Microfacies are represented by dolomite, algal peloidal packstones, quartz arenites and peloidal oolitic ironstones indicating proximal inner ramp lagoonal environment. The upper carbonate rich Member represents the upper 120 m of the studied section. It is composed mainly of limestones and marls intercalated with very rare sandstone beds. Microfacies represented by Orbitolinid wackstones and oolitic grainstones indicate distal inner- to middle ramp environments.

5. Tectonique et Processus d'exhumation récente (1 – 8 Ma) des Cordillera Blanca et Negra, Pérou Central : Apports de la thermochronologie basse température et des isotopes cosmogéniques

Audrey Margirier¹ Laurence Audin, Xavier Robert²

Tectonique, Relief et Bassin

1^{ère} année, Soutenance prévue en 2015

Les Andes péruviennes sont l'exemple classique d'un orogène de subduction océanique. De nombreuses problématiques de premier ordre sont débattues à l'heure actuelle. Parmi ces questions, le rôle et la nature de l'épaississement crustal (magmatique ou tectonique) ainsi que les interactions entre le processus de subduction et les soulèvements tectoniques observés le long de la Cordillère de la côte reste à contraindre. Parmi les plus importants des reliefs andins, les Cordillères Blanca (6768 m) et Negra (5181 m) s'alignent de part et d'autre de la vallée du Rio Santa dans une direction NW-SE le long de la côte Pacifique au Pérou Central (Figure 5.1). Le pluton granitique de la Cordillera Blanca s'est mis en place à 8,2 Ma (*McNulty et al.*, 1998), c'est un des plus jeunes complexe plutonique du monde. Il présente sur son flanc ouest un système majeur de failles normales continu sur plus de 200 km et présentant un rejet vertical de 4500 m depuis 5 Ma (*Bonnot*, 1984). L'exhumation de cette cordillère semble être associée à la mise en place du pluton (*Montario*, 2001) mais son origine reste incomprise. De plus, la mise en place du pluton et l'activité volcanique actuelle localisée à l'aplomb d'une géométrie de subduction plane reste anormale. Contrastant avec la Cordillère Blanche, la cordillère Noire est une chaîne plus ancienne (*Noble et al.*, 1999) qui reste complètement inexplorée. Son évolution en terme d'exhumation n'a jamais été étudiée.

Ce contexte géodynamique fait de cette région une cible privilégiée pour l'étude des processus tectoniques accompagnant l'exhumation. Plus particulièrement, la mise en place du relief dans la chaîne de montagne nécessite d'être abordée avec les questions suivantes : Quelle sont les histoires d'exhumation respectives des deux cordillères ? Quelle est la relation entre ces exhumations différentielles, les processus d'exhumation et l'évolution morphostructurale des Cordillères Blanche et Noire dans le cadre géodynamique de la subduction ? Quel est l'impact de ces mécanismes dans l'évolution globale de la chaîne des Andes ?

Pour contraindre l'histoire de l'emplacement de ces deux massifs, de leur exhumation, des mécanismes d'érosion associés et de leur évolution structurale dans le cadre de l'édification de la chaîne des Andes. Je propose

de contraindre l'évolution à court terme (10^3 - 10^5 ans) et à long terme (10^5 - 10^7 ans) des deux unités. Des études de SIG associées à de la cartographie structurale et des datations nucléides cosmogéniques (TCN) permettront de déterminer les taux d'érosion ainsi que l'activité et l'extension spatiale du système de failles normales. Une étude thermochronologique de basse température (traces de fission sur apatites, (U-Th)/He sur apatites et optically stimulated luminescence) sera couplée à ce travail. Les données obtenues seront intégrées aux modèles numériques (Pecube) (*Braun*, 2003) afin de quantifier l'exhumation au travers des deux cordillères ainsi que l'évolution de leur relief.

Bibliographie

Bonnot, D. (1984). Néotectonique et tectonique active de la Cordillère Blanche et du Callejon de Huaylas (Andes nord-péruviennes). Thèse présentée pour obtenir le grade de docteur, Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay, 1202.

Braun, J. (2003). Pecube: a new finite-element code to solve the 3D heat transport equation including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography. *Computers & Geosciences*, 29(6), 787794. doi:10.1016/S0098-3004(03)00052-9

McNulty, B. A., Farber, D. L., Wallace, G. S., Lopez, R., & Palacios, O. (1998). Role of plate kinematics and plate-slip-vector partitioning in continental magmatic arcs: Evidence from the Cordillera Blanca, Peru. *Geology*, 26(9), 827830.

Montario, M. J. (2001). Exhumation of the Cordillera Blanca, Northern Peru, based on apatite fission track analysis. Department of Geology, Unpublished Thesis, Union College, Schenectady, New York, 112.

Noble D. C., McKee, E. H., Mourier, T., & Mégard, F. (1990). Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in northern Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 102(8), 11051113.

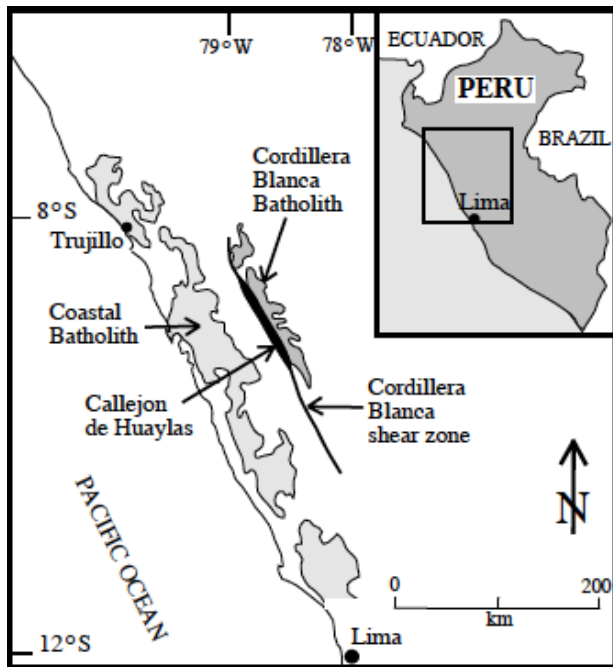


Figure 5.1: Carte du Pérou Central [McNulty et al., 1998]. La Cordillera Blanca est représentée en gris foncé, la zone de faille de la Cordillera blanca est représentée par le trait noir

6. Structure and evolution of crustal duplex and nappe stacking.

Jonathan MERCIER¹, Jean BRAUN², Peter VAN DER BEEK²

Tectonique, reliefs et bassins

3rd Year, Defence: 2014

Objectives of this PhD

The objectives of this PhD is to explore the structure and the dynamics of crustal scale duplexes and nappe stack in a compressive area. This PhD will be a multi-disciplinary study on theses objects and we plan to investigate theses structures through fieldwork, 3D numerical modeling and thermochronologic dating.

During this PhD, I will try to clarify some aspect of continental collision dynamics amongst them:

- The size, the orientation and the rheology of the heterogeneity which leads to crustal-scale duplex formation. This part will mainly deal with the mechanical and rheological aspect of the problem as well as with the reactivation of pre-existing structures. Some previous work have been done in 2D at the crustal scale for the French Pyrenees by Beaumont et al. 2000 and by Stockmal et al. 2007 for thin-skinned structures. The 2D numerical modeling is performed by using Sopale Nested, an arbitrary Eulerian-Lagrangian numerical model (Fullsack 1993). Some preliminary results are presented on figure 6.3.
- This PhD will also investigate the impact of the regional shortening, in interaction with surface processes, on the crustal ramp geometry. This part will deal with several concepts such as underthrusting versus otherthrusting, underplating, out of sequence thrusting, control and localization of the deformation by surface processes, intern deformation of the duplex This part will be constrain by thermochronological and structural data (see Robert et al. 2009 and Herman et al. 2010 for example).
- I will also try to quantify three dimensional impact of a lateral change of the ramp dip (Figure: 6.1) on the tectonic and exhumation style (figure: 6.2).

This work will be applied to the himalayan mountain belt. Indeed, X. Robert 2008 showed that the the Main Boundary Thrust (MBT), which is the main détachement for the himalayan mountain belt, present some important East West dipping variation as well as changes in the ramp position (figure 6.1). Theses variations are linked

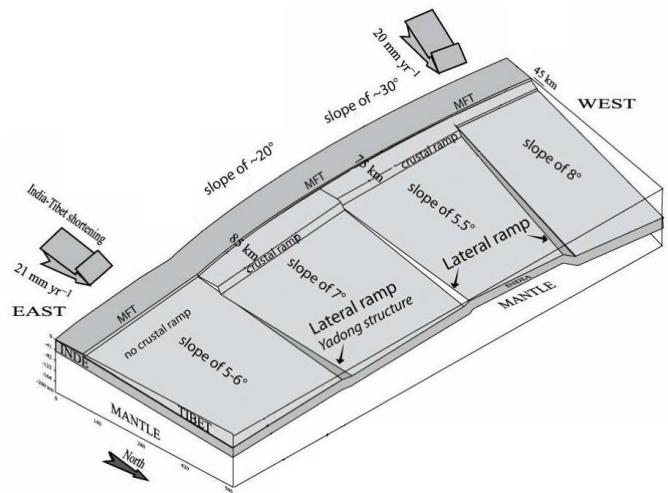


Figure 6.1: East West variations in the détachement dip and ramp position on the MBT for the Himalayan belt. Figure modified from X. Robert 2008.

with huge differences in the overlaying thrust stack geometry (cf figure 6.2 and F. Jouanne et al 2004 for example). During this PhD, we will try to link numerical models and fieldwork datas in order to identify the causes of theses changes in détachement geometry and tectonic style (rheology, erosion, temporal evolution of independent segments...).

Working plan

First year: During the first year of my PhD, a 2D numerical study have been performed and allowed us to reproduce a nappe stacking compatible in shape, size and timing with our knowledge of the Himalayan mountain belt. This numerical modeling underline the importance of underplating as the main accretion mechanism, stress a potential strong control of the nappe stacking dynamics on the topography uplift as well as an important correlation between rock rheology, underplating and klippe formation with a synclinal shape. Moreover, it appear that a pre-existing tibetan plateau is needed to generate the strong N-S asymmetry currently observed in the himalayan range.

Second year: During my second year of PhD, a fieldwork campaign come out on a new map and cross section for the area along the Karnaliev river (Western Nepal).

²ISTerre

¹ISTerre, Bureau 358, jonathan.mercier@ujf-grenoble.fr, http://isterre.fr/spip.php?page=auteur&id_auteur=121.

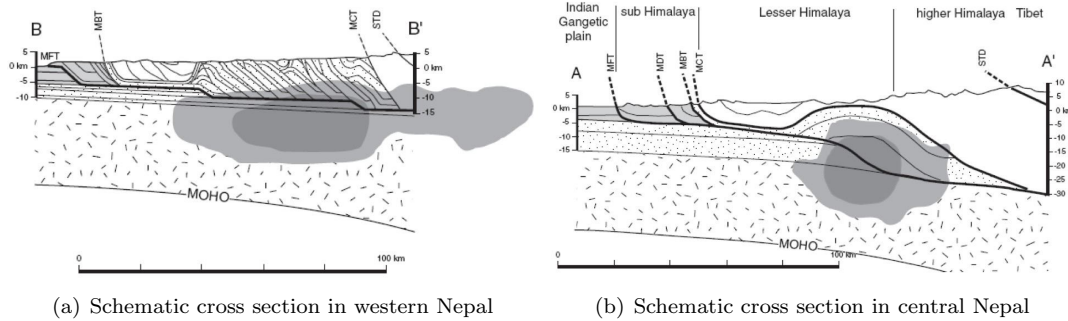


Figure 6.2: E-W variation in the thrusting geometry along the Himalayan mountain belt. These changes can be correlated with the variations in the detachment geometry shown by X. Robert 2008. Figure modified from F. Jouanne et al 2004.

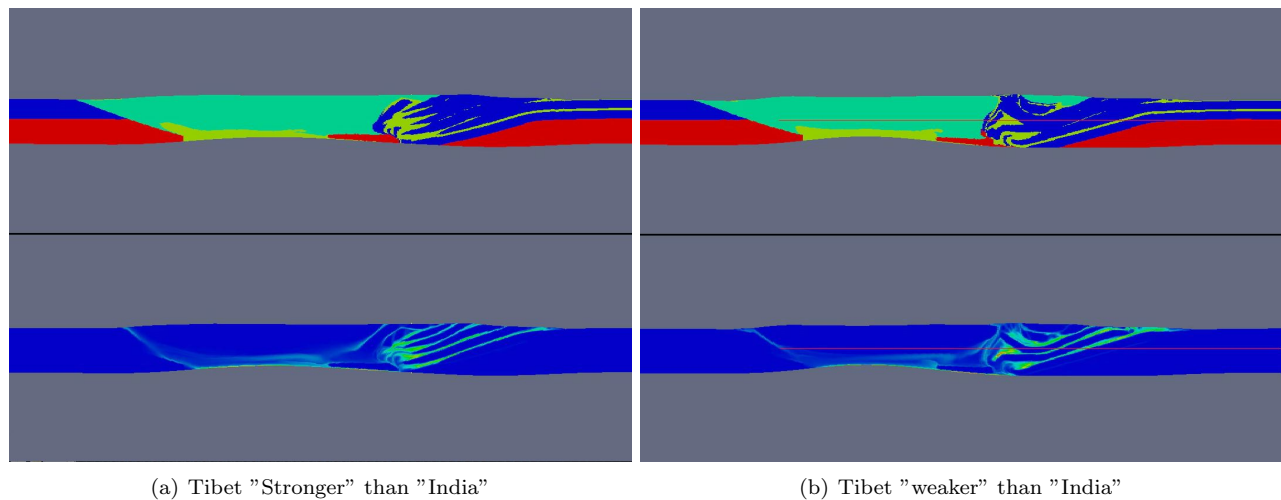


Figure 6.3: Preliminary results on the impact of the rheology on the thrusting geometry. Upper: Materials (Blue: continental crust, Green: Tibet, Red: mantle lithosphere, Yellow: detachment layer), Lower: total strain. In the figure 9.3(a), the Tibet is stronger than the colliding Indian plate and we can notice the development of 5 major crustal scale thrust after 10 Myr of shortening. On the figure 9.3(b), the Tibet is weaker than the colliding Indian plate. In this case, only 3 major thrust develop during the same time, but the underplating is much more important and leads to the formation of a synclinal shape klippe.

This cross section, covering the area between the High Himalayan Crystalline rock (HHC) and the Siwalik, shows a well-developed imbricate thin-skin thrust system partially covered by an extended HHC klippe (the Dadeldhura klippe). Some recent studies (C.J.A. Yakymchuk 2010) suggest that, if the main part of the cross section has been deformed between 400 and 500°C, the northernmost part of the cross section may have reached 700°C. The samples coming from this fieldwork campaign will be studied by Raman spectroscopy on the organic matter and microprobe analysis in order to precisely determine the metamorphic conditions in this area. Moreover, the exhumation of some key samples will be dated by Ar^{39}/Ar^{40} on micas during the next few months in order to constrain the

timing of the thrust stacking in this area.

Third year: During the third year of this PhD, the objectives are to establish a link between the fieldwork data and the numerical models in order to propose a pressure-temperature-time constrained evolution of western Nepal, identify the causes of the non-cylindricity of the deformation along the Himalayan belt and propose a 3D generic model for the nappe and duplex development in continental collision belts.

Bibliographie

Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton, J., and Fullsack, P. - 2000 - Factors controlling the Alpine evolu-

tion of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. - *Journal of Geophysical Research*, 105, 8121-8145.

F. Herman, P. Copeland, J-P. Avouac, L. Bollinger, G. Mahéo, P. Le Fort, S. Rai, D. Foster, A. Pecher, K. Stuwe, and P. Henry. Exhumation, crustal deformation and thermal structure of the nepal himalaya derived from the inversion of thermochronological and thermobarometric data and modeling of the topography. *Journal of geophysical research.*, in press.

F. Jouanne and J.L Mugnier and J.F Gamond and P. Le Fort and M.R Oandey and L. Bollinger and M. Flouzat and J.P. Avouac. Current shortening across the Himalayas of Nepal. *Geophysical Journal International* 2004.

X. Robert. Séquence d'activité des failles et dynamique du prisme himalayen : apports de la thermochronologie et de la modélisation numérique. PhD Thesis, *Université Joseph Fourier - Grenoble - France* 2008.

X. Robert, P. van der Beek, J. Braun, C. Perry, M. Dubille, and J.L. Mugnier. Assessing quaternary reactivation of the main central thrust zone (central nepal himalaya) : New thermochronologic data and numerical modeling. *Geology*, 37(8) :731-734, August 2009.

G.S. Stockmal, C. Beaumont, M. Nguyen, and B. Lee. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts : Insights from numerical models. *The geological society of america. Special paper*, 433 (63-98), 2007.

G.S. Stockmal, An arbitrary Lagrangian-Eulerian formulation for creeping flows and its application for tectonic models. *Geophysical Journal International*, 120 (1-25), 1993.

C.J.A Yakymchuk 2012, Tectonometamorphic evolution of the greater himalayan sequence, karnali valley, western Nepal, *Master thesis, Queen's University*.

7. Dénudation et Incision fluviale du Méga-cône alluvial Miocène de Lannemezan dans l'avant-pays Nord-Pyrénéen

Margaux Mouchéné¹, Peter van der Beek, Frédéric Mouthereau²

Tectonique, Relief et Bassins

1^{ère} Année, Soutenance prévue en 2015

L'élément morpho-sédimentaire le plus caractéristique de l'avant-pays pyrénéen est constitué par le méga-cône alluvial de Lannemezan, actuellement en train d'être incisé (Figure 7.1). Néanmoins, on ne sait étonnement peu de choses de l'évolution de cette structure. Des questions fondamentales se posent toujours : quelle était l'évolution post-orogénique du flux sédimentaire, de la subsidence et des relations source-bassin au Nord des Pyrénées ? Qu'est-ce qui contrôle l'évolution du méga-cône et quel est le lien avec l'évolution orogénique ? Quand et pourquoi le cône a été abandonné et a commencé à être incisé ? Quelle taille avait cet élément quand il était actif ?

Cette thèse s'inscrit dans le cadre du projet ANR PYRAMID (Le Nord des Pyrénées: évaluer l'histoire de la migration des fluides et de la déformation dans un (rétro)prisme orogénique lors de l'inversion) et se focalisera sur : 1) la thermochronologie détritique dans le cône de Lannemezan, 2) l'acquisition de profils d'âges traces de fission (AFT) et (U-Th)/He (AHe) sur apatite dans des forages de l'avant-pays, et 3) la datation par nucléides cosmogéniques de terrasses alluviales afin de comprendre le passage de sédimentation à érosion dans le bassin d'avant-pays.

Afin de contraindre les taux d'exhumation néogène dans la région source du cône ainsi que la quantité d'érosion post-orogénique de la chaîne, nous obtiendrons de nouveaux âges AFT et AHe. Ces données seront analysées en collaboration avec un projet de thèse complémentaire au GET Toulouse, qui se focalisera sur des données de provenance à partir de la pétrographie et géochimie sédimentaire, ainsi que la datation magnétostratigraphique des dépôts.

En utilisant une approche similaire à celle de *Cederbom et al. (2004; 2011)*, nous daterons des échantillons récoltés dans des forages le long d'un transect nord-sud dans l'avant-pays. Si la variation du flux de chaleur a été limitée dans le temps, on peut estimer la quantité d'érosion post-orogénique en comparant le profil d'âges AFT actuel dans le forage avec celui attendu pour une situation stable et non érodée. Les quantités minimales et maximales d'érosion seront estimées en utilisant une

valeur du gradient géothermique similaire au gradient actuel, qui sera fourni par TOTAL pour chaque forage.

L'histoire d'incision des paléo-surfaces de piedmont élevées peut fournir des informations-clés permettant de discriminer entre un forage tectonique ou climatique sur le relief actuel (*Wobus et al., 2010*). Cette idée a été développée en modélisant numériquement l'évolution de profils de rivières ; elle doit maintenant être confrontée à des mesures de la répartition spatiale et temporelle de l'incision. Les glaciers quaternaires des Pyrénées ne se sont jamais étendus loin dans l'avant-pays, laissant les surfaces élevées relativement bien préservées. La datation des terrasses quaternaires aidera à contraindre si l'incision du méga-cône est due à un changement climatique ou au soulèvement tectonique. Nous daterons des galets collectés dans des terrasses alluviales dans les vallées incisées du cône par la méthode du ¹⁰Be cosmogénique.

Références bibliographiques :

Cederbom, C., H. Sinclair, F. Schlunegger, and M. Rahn (2004), Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps, *Geology*, 32, 709-712.

Cederbom, C. E., P. van der Beek, F. Schlunegger, H. D. Sinclair, and O. Oncken (2011), Rapid extensive erosion of the North Alpine foreland basin at 54 Ma, *Basin Research*, 23, 528-550.

Wobus, C. W., G. E. Tucker, and R. S. Anderson (2010), Does climate change create distinctive patterns of landscape incision? *Journal of Geophysical Research*, 115, F04008, doi: 10.1029/2009jf00

¹Bureau 358, margaux.mouchene@ujf-grenoble.fr

²ISTEP, UPMC, Paris

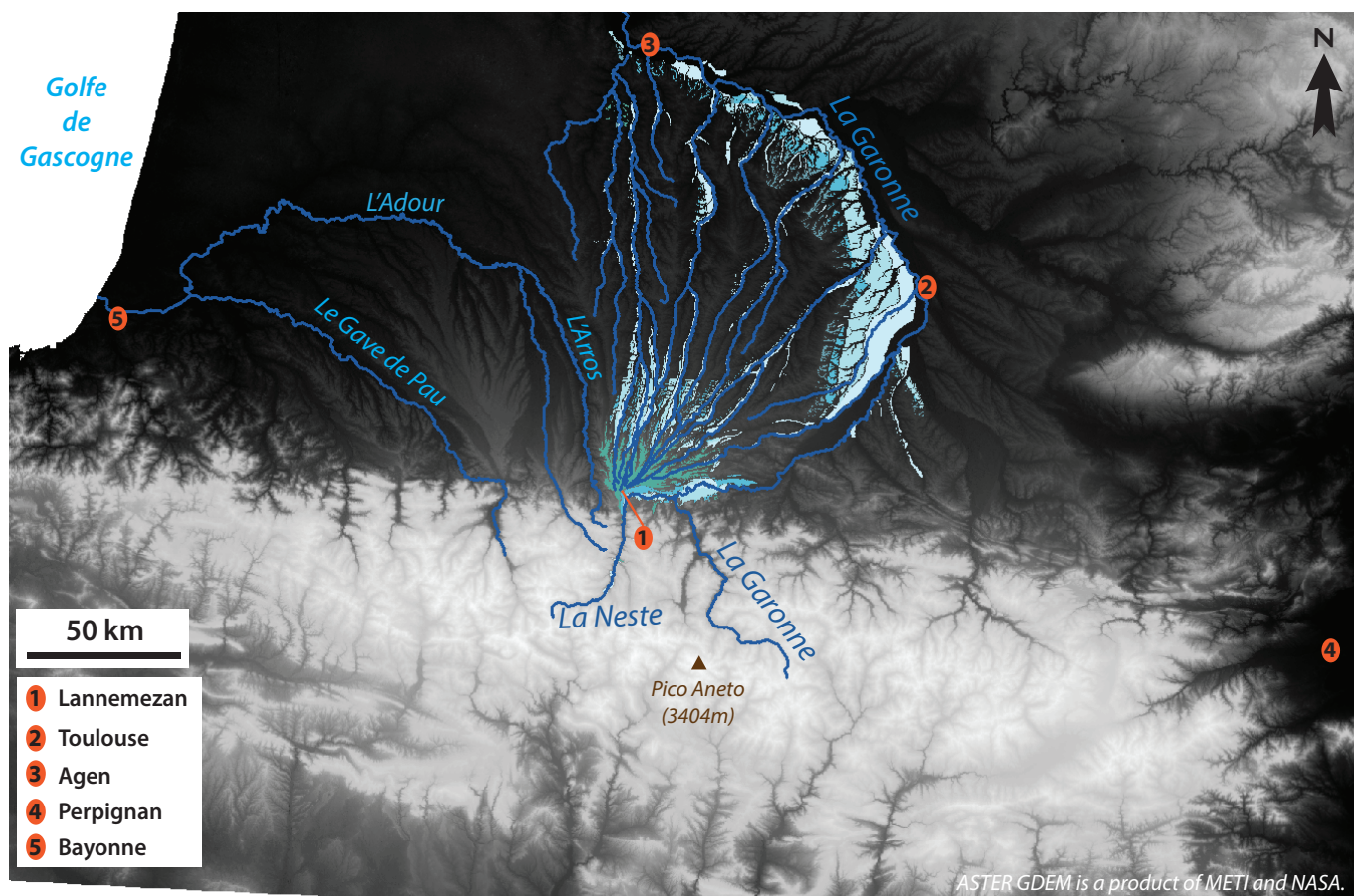


Figure 7.1: Modèle Numérique de Terrain (ASTER GDEM2) des Pyrénées et du Bassin Aquitain. Le méga-cône alluvial de Lannemezan se développe entre la Garonne (à l'est et au nord) et le système Arros-Adour (à l'ouest). La Neste, qui alimentait sans doute le cône lorsqu'il était actif, a été capturée par la Garonne au Quaternaire et le cône est incisé par un réseau de rivières bien développé. Les dépôts alluviaux quaternaires, figurés ici en différentes teintes de bleu (les plus clairs sont les plus récents), forment la surface du cône et quatre niveaux de terrasses bien distincts (contours d'après Cartes Gologiques au 1:50000, BRGM).

8. Relations entre l'épaississement crustal et l'exhumation ancienne (supérieure à 50 Ma) dans les Andes du sud du Pérou.

Mélanie Noury¹, Thierry Sempéré, Matthias Bernet
Equipe Tectonique Relief Bassins
2^e Année, Soutenance prévue en 2014

Les Andes Centrales constituent un orogène de subduction de type océan-continent, où l'épaisseur de la croûte peut atteindre, voire dépasser, 70 km (*Beck et al.*, 1996). Cette épaisseur crustale très anormale ne résulte pourtant pas d'une collision continentale et son origine reste débattue. Étant donné le contexte de subduction, on peut supposer que l'épaississement de la croûte des Andes Centrales résulte de phénomènes tectoniques et magmatiques, lesquels ont en outre certainement interagi de façons complexes (*Sempéré et al.*, 2008).

Puisque l'épaississement crustal génère une augmentation de l'altitude moyenne, de l'érosion et de l'exhumation, une des manières permettant de faire progresser les connaissances est de comparer en détail la chronologie de l'exhumation des roches profondes à celles, plus documentées, du magmatisme (*Mamani et al.*, 2010) et de l'enregistrement sédimentaire.

Dans cette optique, le sud du Pérou constitue une région clef des Andes. En effet, les domaines actuels d'arc et d'avant-arc laissent affleurer des roches d'arc (volcanites et plutons) et des dépôts d'arrière-arc, qui se sont accumulés entre ~220 et ~45 Ma (Figure 8.1). Affleurent également des dépôts d'avant-arc accumulés de ~340 à ~220 Ma, ainsi que le socle précambrien. Le fait que ces différents domaines soient visibles les uns à côté des autres permet de comparer leurs histoires d'exhumation.

Malgré le peu d'études par traces de fission qui ont été conduites dans le segment péruvien des Andes occidentales, les analyses sur apatites donnent des âges Crétacé supérieur tandis que les âges traces de fission sur zircons sont Paléozoïque supérieur à Crétacé moyen (*Wipf*, 2006; *Gunnell et al.*, 2010). Les périodes décrites par ces âges thermochronologiques coïncident avec l'époque d'emplacement des principaux plutons qui composent le batholithe côtier (Figure 8.1), unité majeure des Andes Occidentales qui s'étend actuellement à l'est de l'avant-arc. Ce synchronisme apparent des âges d'emplacement et d'exhumation suggère que l'épaississement crustal et l'uplift associé sont peut être en rapport avec les intenses flux magmatiques qui ont affecté la croûte de l'arc. Cependant, la base de données thermochronologiques est encore plutôt restreinte. Or, comprendre l'orogénèse des Andes ! requiert une chronologie de leur exhumation aussi précise que possible. Un travail plus systématique dans le sud du Pérou paraît donc indispensable pour

répondre à la question clef de l'épaississement crustal et de l'exhumation associée dans les Andes occidentales.

Dans ce travail de thèse nous nous proposons donc d'obtenir de nouvelles données thermochronologiques qui aideront à mieux contraindre la chronologie de l'exhumation dans l'arc et le bassin d'avant-arc actuels du sud du Pérou, là où se sont formés les proto-Andes. En effet, la comparaison d'une chronologie de l'exhumation (en particulier du socle) sur le long terme avec les enregistrements géologiques connus (succession sédimentaire, mise en place des plutons) devrait permettre d'identifier des synchronismes qui pourront par la suite être interprétés en terme de causes et de processus conduisant à l'épaississement crustal et à l'exhumation des Andes Centrales.

Dans cette optique, deux missions de terrain ont été conduites. Elles ont permis d'échantillonner à la fois les granitoïdes jurassiques et crétacés, le socle, les sédiments synorogéniques anciens (Crétacé supérieur à Éocène inférieur) ainsi que des sédiments actuels, à des fins d'analyses par traces de fission sur apatite (AFT) et sur zircons (ZFT). Ces échantillons sont actuellement en cours de traitement.

Une mission complémentaire, focalisée sur l'étude cartographique et structurale de la région échantillonnée est prévue en mai-juin 2013. Elle permettra l'identification des structures contrôlant l'exhumation des Andes du sud du Pérou, données indispensables à l'analyse des résultats AFT et ZFT.

Bibliographie

Beck, S., Zandt, G., Myers, S., Wallace, T., Silver, P., Drake, L., 1996. Crustal thickness variations in the Central Andes. *Geology* 24: 407410.

Gunnell, Y., Thouret, J.-C., Brichau, S., Carter, A., Gallagher, K., 2010. Low-temperature thermochronology in the Peruvian Central Andes: implications for long-term continental denudation, timing of plateau uplift, canyon incision and lithosphere dynamics. *Journal of the Geological Society, London*, 167, 803815.

Mamani, M., Worner, G., Sempere, T., 2010. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean Orocline (13° S to 18° S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin* 122: 162182.

Sempere, T., Folguera, A., Gerbault, M., 2008. New

¹Bureau 361, melanienoury@ujf-grenoble.fr

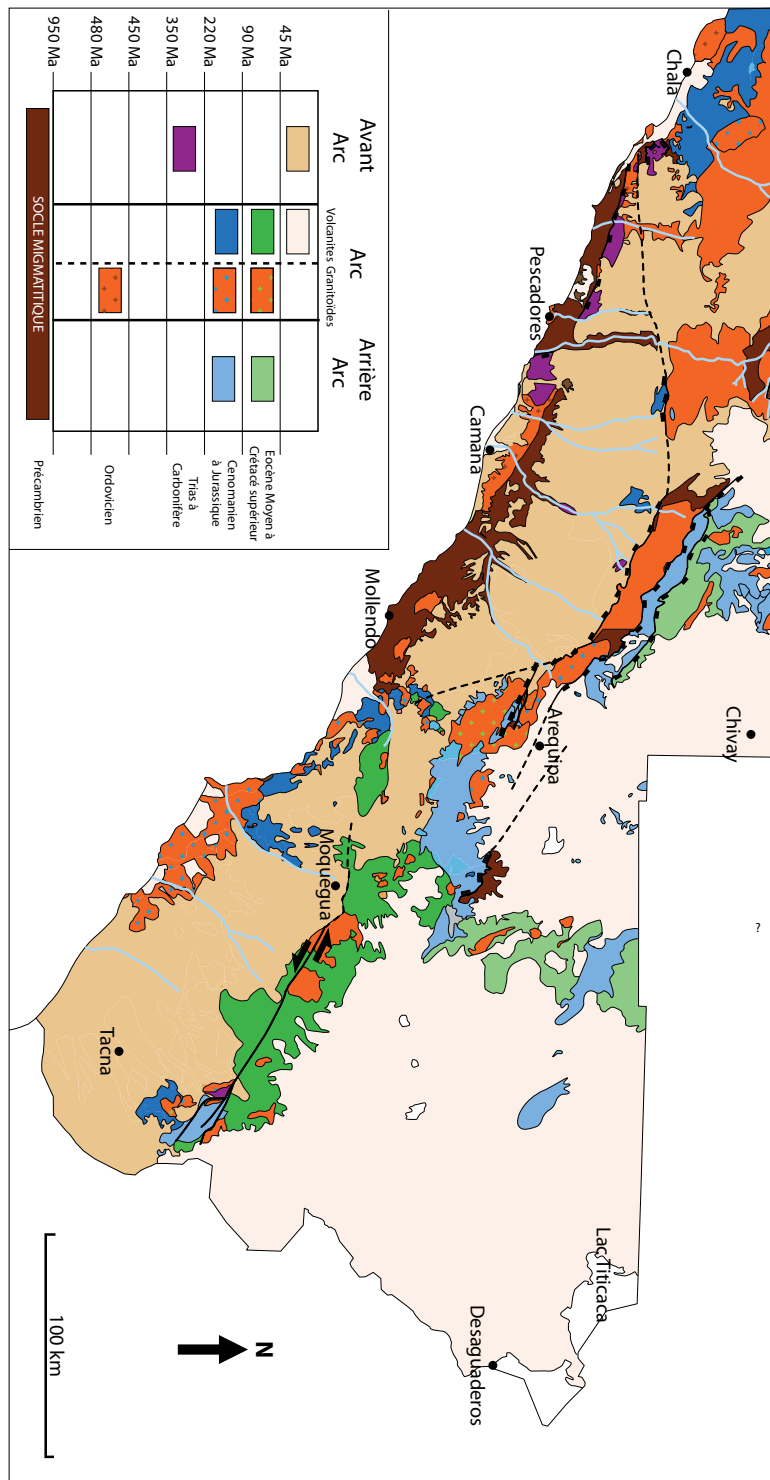


Figure 8.1: Schéma structural du sud du Pérou d'après les cartes géologiques au 1:100 000 de l'INGEMET

insights into the Andean evolution: An introduction to contributions from the 6th ISAG symposium (Barcelona, 2005). Tectonoph. 459: 113.

Cordillera and coastal margin of Peru: Evidence from low-temperature thermochronology and geomorphology. ETH Zurich, Ph.D. dissertation n° 16383, 152 p

Wipf, M., 2006. Evolution of the Western