Méthodes géodésiques appliquées à la géothermie et mesures de déformations locales dans le Fossé rhénan supérieur

Christine Heimlich

▶ **To cite this version:**

Christine Heimlich. Méthodes géodésiques appliquées à la géothermie et mesures de déformations locales dans le Fossé rhénan supérieur. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Strasbourg, 2016. Français. NNT : 2016STRAH011 . tel-01541398

HAL Id: tel-01541398
https://theses.hal.science/tel-01541398

Submitted on 19 Jun 2017

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

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

UNIVERSITÉ DE STRASBOURG

ÉCOLE DOCTORALE des Sciences de la Terre et de l'Environnement

Institut de Physique du Globe de Strasbourg, UMR 7516

THÈSE

présentée par :

Christine HEIMLICH

soutenue le : **14 septembre 2016**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université de Strasbourg**

Discipline/ Spécialité : Géophysique

Méthodes géodésiques appliquées à la géothermie et mesures de déformations locales dans le Fossé rhénan supérieur

THÈSE dirigée par :

M. MASSON Frédéric	Professeur à l'Université de Strasbourg

RAPPORTEURS :

M. BRIOLE Pierre	Directeur de recherche à l'ENS, Paris
M. RAUCOULES Daniel	BRGM, Orléans

AUTRES MEMBRES DU JURY :

M. GENTER Albert	Directeur général adjoint, ÉS-géothermie, Électricité de Strasbourg
M. SCHMITTBUHL Jean	Directeur de recherche à l'Université de Strasbourg

Préambule

Je me suis engagée dans mes études de sciences de la Terre tardivement après avoir étudié la philosophie et le chinois. J'étais auparavant professionnelle dans les arts du spectacle et plus particulièrement dans la mise en lumière et ce, depuis de nombreuses années.

Mon parcours dans le monde des arts et principalement les arts vivants m'a beaucoup enrichie personnellement. Comprendre une oeuvre, un projet artistique, l'analyser puis exprimer par mon art de la mise en lumière, ma perception de l'oeuvre, tout en étant en phase avec l'ensemble du projet artistique demande à la fois de l'objectivité, de la sensibilité et une maîtrise des techniques d'expression que l'on utilise. Pour ma part, il s'agissait de la lumière, les lois de l'optique avaient ainsi une part importante dans l'expression de ma créativité. La physique était là, jamais très loin, de même que la notion de point de vue. L'éclairage est un point de vue, une prise d'angle. Tout comme dans la géodésie, le relief, les déplacements 3D se perçoivent aussi avec une prise d'angle et s'analysent d'autant mieux que les points de vue sont multiples.

Les postes de direction technique ou de régie générale que j'ai occupés par le passé, la connaissance et la maîtrise d'une technique, impliquent la nécessité d'avoir une vision large et prédictive pour la gestion du risque. Quelles sont les meilleures mesures à prendre face à des situations nouvelles ? Comment minimiser les risques pour que le spectacle puisse avoir lieu ? Aujourd'hui, dans le travail qui est le mien, ces questions restent pertinentes.

Ces questionnements et plus encore les enjeux sociétaux qui concernent l'énergie, la consommation et l'environnement m'ont donné envie de m'impliquer davantage dans la sphère du politique concernant la question du bien commun. Et le meilleur moyen de se forger une opinion sur une question sociétale est d'en comprendre les enjeux, de déterminer les avantages et les inconvénients d'un choix, de chercher les moyens à évaluer les risques d'une technologie.

Ce travail de thèse est ainsi en adéquation avec mes objectifs de mon début de cursus en sciences de la Terre, à la fois par les questionnement sociétaux et environnementaux qui y sont impliqués et aussi par les problématiques scientifiques qui s'étendent bien au delà de la géothermie ou d'un suivi de site industriel. Le suivi d'un site, par la densité d'instrumentation rendue possible, permet l'observation de phénomènes subtils et ainsi d'approfondir des questionnements de

recherche fondamentale.

J'ai été ravie de pouvoir réaliser cette recherche et d'avoir eu l'opportunité de rencontrer et découvrir le travail de différents acteurs impliqués dans ce projet en particulier celui d'ÉS-géothermie.

Remerciements

Je remercie l'ensemble des personnes qui ont permis la réalisation de ce travail à tous points de vue, administratif, matériel, scientifique, personnel.

Je remercie Frédéric Masson pour m'avoir confiée ce sujet de thèse, de m'avoir donnée l'opportunité, par ce sujet de thèse, d'approfondir mes connaissances en traitement et analyse du signal GPS et de développer celles en InSAR. Je le remercie également de m'avoir permise d'acquérir une solide expérience en gravimétrie lors de mon parcours universitaire, par les mesures, le traitement et l'analyse de deux ans de mesures du bassin versant du Ringelbach et pour m'avoir confiée la réalisation d'une expédition de mesures gravimétriques en Mongolie.

Je remercie Jean Schmittbuhl, responsable du LabEx qui a financé une partie de ma thèse, pour son soutien, ses conseils et pour les échanges scientifiques que nous avons eu.

Je remercie Albert Genter pour les échanges que nous avons eu, pour ses conseils dans mes investigations et dans l'ensemble de mon travail. Je le remercie vivement de s'être rendu disponible, malgrés son emploi du temps très chargé et d'avoir ainsi pu bénéficier de ses qualités tant scientifiques que humaines. Je le remercie aussi de m'avoir fait découvrir le monde industriel et d'avoir toujours été disposé à répondre à mes questions. Je remercie également l'ensemble des personnes d'ÉS, d'ÉS-Géothermie et ceux du site de Soultz-sous-Forêts que j'ai eu l'occasion de rencontrer et de côtoyer et qui m'ont permis de découvrir et d'apprécier leur travail.

Je remercie les rapporteurs de ma thèse, Pierre Briole et Daniel Raucoules pour leur lecture attentive et leurs commentaires.

Je remercie Noël Gourmelen et Cécile Doubre de m'avoir initiée à l'InSAR et Dang Vu Khac, de m'avoir initiée au traitement StaMPS au début de ma thèse. Je remercie Sang-Wan Kim et Noël pour leur traitement PS de Landau que nous avons publié dans Geothermal Energy.

Je remercie Jean-Paul Boy pour son encadrement en master sur la surcharge océanique et pour son soutien lors de mes premiers congrès.

Je remercie Patrice Ulrich de m'avoir initiée au traitement GPS et à l'utilisation du cluster lors de mon master.

Je remercie Maxime Mouyen pour m'avoir initiée à la gravimétrie pendant mes études. Je remercie l'ensemble de l'équipe gravimétrique de Strasbourg, no-

tamment Basile Hector pour les passionnantes discussions que nous avons eu sur les mesures gravimétriques ainsi que Martha Calvo avec qui j'ai eu de la chance de pouvoir partager mon bureau, merci aussi à Jacques Hinderer et Séverine Rosat.

Merci à Jérôme Azzola que j'ai encadré pendant son stage d'été en 2014 et qui a travaillé sur une première modélisation du déplacement à Landau.

Je remercie Karel Schulmann et Pavel Hanzl ainsi que l'ensemble de leur équipe de géologues pour m'avoir fait partager leur expédition en Mongolie.

Je remercie toutes les personnes de l'atelier de l'IPGS Hervé Blummentritt, Laurent Rihouey, André, Didier.

Je remercie la Région Alsace et le LabEx G-EAU-THERMIE PROFONDE d'avoir financé ma thèse.

Je remercie les personnes qui m'ont soutenues dans ce défi qui a été de commencer des études en sciences tardivement, notamment Corinne Meyer qui m'a guidée pour mes premiers pas lors de ma remise à niveau en mathématique l'été précédant mon entrée en licence.

Je remercie toutes les personnes que j'ai eu la chance de rencontrer et qui ont aiguisées mon regard, mes anciens professeurs qui m'ont fait aimer leur discipline et au-delà de leur discipline le questionnement, la curiosité, le goût d'interroger le monde, de l'appréhender de différentes manières, mes anciens collaborateurs et employeurs, les rencontres professionnels et amicales, en particulier Edmond Grandgeorge, Pia Jung, Ettore Scola, les Plurielles et sa créatrice, les Filous et autres.

Je remercie les buveurs de thé ou de café, avec qui j'ai pu échanger et confronter mes points de vue sur des sujets divers et variés lors de sympathiques pauses à l'institut.

à mes parents,

à Mamema,

& à tous ceux qui m'ont toujours soutenue.

Table des matières

Préambule **v**

Remerciements **viii**

Table des matières **xiii**

1 INTRODUCTION **1**
1.1 Introduction . . . 2
1.2 Qu'est-ce que la géothermie ? . . . 3
Les différents types de géothermie dans le monde . . . 4
Les systèmes géothermiques stimulés (EGS) . . . 8
1.3 Y-a-t-il des risques liés à l'exploitation géothermale profonde ? . . . 9
Introduction . . . 9
La sismicité . . . 10
Les déplacements asismiques . . . 12
1.4 Applications de la géodésie à la géothermie . . . 13
Introduction . . . 13
État de l'art . . . 13
Intérêts de la géodésie pour la géothermie . . . 16
1.5 Conclusion . . . 17
1.6 Plan de la thèse . . . 18

2 Le contexte **21**
2.1 Introduction . . . 22
2.2 Le Fossé rhénan supérieur . . . 22
Description géographique . . . 22
L'évolution tectono-sédimentaire . . . 26
La structure du Fossé rhénan . . . 28
La structure de la zone d'étude . . . 28
L'Actuel . . . 31
2.3 La potentialité en géothermie profonde . . . 33
2.4 Les sites d'étude . . . 36
Introduction . . . 36

Les sites en Alsace du Nord 36
Le site de Landau (Allemagne) 46
Tableau comparatif des sites de production 49

3 Les méthodes géodésiques 51
3.1 Introduction 52
3.2 Notions sur les ondes radar 52
3.3 État de l'art 53
3.4 La méthode *Global Navigation Satellite System* (GNSS) 54
Introduction 54
Le signal GNSS 54
Les sources d'erreur et d'imprécision 55
Les phénomènes cycliques 59
Les principaux types de traitement GNSS 60
3.5 Le traitement en double-différence avec GAMIT/GLOBK 61
L'impact des sauts dans les séries temporelles 62
Le choix du réseau de référence 66
3.6 Une expérimentation de déplacement vertical contrôlé 68
Introduction 68
Le protocole expérimental 69
Les résultats 70
L'analyse des résultats 77
Conclusion 80
3.7 La méthode InSAR 81
La donnée SAR 81
Méthodes de traitements 83
Les intérêts et les difficultés de la méthode 86
3.8 Le nivellement 88
3.9 Conclusion 89

4 Le suivi géodésique des sites de Soultz et Rittershoffen 91
4.1 Introduction 92
4.2 les données satellitaires 93
L'acquisition SAR 93
Le réseau GNSS 93
4.3 Les résultats GPS 98
Qualité des stations 98
Les variations saisonnières 104
Les déplacements verticaux 105
4.4 Analyse des résultats GPS 108
Analyse par site 110
4.5 Les résultats du traitement InSAR 116
Les interférogrammes 116

Les résultats PSI 116
Les sites de géothermie 116
Les alentours de Soultz-sous-Forêts 120
4.6 Conclusion 130

5 Analyse de la déformation à Landau 133
5.1 Introduction 134
5.2 Les observations et les données 136
Les observations *in situ* 137
Les données géodésiques 139
5.3 Première étude 143
5.4 Les résultats InSAR 156
La carte de vitesse PSI 156
Les représentations spatio-temporelles des résultats 161
5.5 Les mesures de nivellement 169
Les variations relatives des déplacements verticaux 169
La comparaison des mesures PSI aux mesures de nivellement . . . 169
5.6 Les résultats des mesures GNSS 174
La station permanente GNSS 174
La comparaison des mesures PSI au déplacement mesuré par la station GNSS permanente 176
Les mesures horizontales de suivi 177
5.7 La modélisation des déplacements 180
Introduction 180
Les paramètres de la modélisation 180
La méthode de calcul d'inversion directe 182
5.8 Les étapes de la modélisation des déplacements 184
La modélisation de la surrection 184
La modélisation de l'ensemble des déformation sur la période de la surrection 185
La modélisation de la subsidence 187
Discussion 194
Summary and Conclusion 197
5.9 La sismicité à Landau 199
Comparaison entre la sismicité et les mesures GPS 199
Cartographie de l'InSAR 199
5.10 Conclusion 203

6 CONCLUSION 207
6.1 Les méthodes géodésiques 207
Outils d'alerte ? 208
6.2 Les résultats du suivi des sites de Soultz et de Rittershoffen . . . 209
6.3 Les apports de l'étude de Landau 210

6.4 Les intérêts de la géodésie pour la géothermie 210
6.5 Les intérêts du suivi géodésique 211

Perspectives **213**

Bibliographie **240**

Liste des figures **252**

Liste des tableaux **253**

Acronymes **255**

ANNEXES **261**

A Article publié dans la revue XYZ de l'Association Française de Topographie **261**

B Poster sur la surcharge océanique réalisé pour l'IUGG en 2015 **269**

C Résumé de la présentation au congrès EGEC en 2013, à Pise **271**

D Résumé de la présentation au congrès EGW en 2013 **277**

E Poster à l'EGU en 2014 **283**

F Proceeding des présentations au congrès EGW en 2014 à Karlsruhe **285**

G Résumé de la présentation à l'AGU en 2014 **293**

H Poster présenté au 2e Historical Earthquake Colloquium en 2015 à Strasbourg **295**

I Proceeding de la présentation au congrès EGW en 2015 à Strasbourg **297**

J Congrès 78th EAGE 2016 **303**

K *Proceeding* des présentations au congrès EGEC en 2016, à Strasbourg **309**

L Tests qualité sur les positions GPS en vue du choix d'implantation des stations GPS pour le monitoring d'ECOGI **315**

M Figures complémentaires à la partie sur Landau **329**

Résumé/Abstract **333**

Chapitre 1

INTRODUCTION

1.1 Introduction

Le Fossé rhénan est une région à forte densité de population et d'industries. La question de l'approvisionnement énergétique y est un enjeu sociétal majeur d'autant plus à l'heure des questionnements politiques sur les choix énergétiques dans le contexte du changement climatique. Le Fossé rhénan supérieur a la particularité de bénéficier d'un contexte géologique avec un fort potentiel en géothermie profonde, en particulier en Alsace du nord et au sud de la Rhénanie-Palatinat, en Allemagne. L'énergie issue de la géothermie possède ainsi l'avantage d'être une ressource énergétique locale dont l'impact en terme de rejet de CO_2 est très faible et qui de plus est disponible en continu et non soumise à des aléas météorologiques tels que peuvent l'être les autres ressources renouvelables que sont le solaire ou l'éolien par exemple.

La géothermie profonde, comme toute installation industrielle, peut présenter des risques. Un des risques majeurs lié à la production géothermique est le déclenchement de séismes, notamment pendant les phases de stimulation hydraulique des réservoirs. La sismicité induite est une des raisons majeures qui peuvent conduire au rejet et à l'abandon des projets de géothermie profonde. La surveillance sismologique de la géothermie profonde est réalisée depuis longtemps ; des réseaux de sismomètres mesurent l'activité sismique à proximité de centrales de géothermie profonde. Il n'en va pas de même pour la surveillance géodésique. Or des études précédentes font états d'observations de déplacements de surface liés à l'exploitation géothermique profonde. Ces déplacements peuvent être accompagnés de sismicité, mais ils peuvent aussi résulter de glissements asismiques le long de faille ou être liés à des processus de compaction ou de gonflement liés à l'extraction ou l'injection des fluides géothermaux. La géodésie permet de mesurer ces types de déplacements dans la mesure où ceux-ci affectent la surface terrestre. Son intérêt réside dans la surveillance de l'impact potentiel d'une centrale mais aussi comme outil d'observation et d'analyse de processus profonds. La géodésie peut ainsi contribuer à mieux connaître l'environnement et l'évolution des sites de géothermie profonde et servir d'outil de discrimination entre les différentes sources possibles de déplacements. Ces observations apportent aussi des connaissances en recherche fondamentale sur les origines des déclenchements de séismes.

L'objectif de cette thèse est d'étudier l'apport de la géodésie à la géothermie profonde par la réalisation d'un suivi géodésique de deux sites de géothermie profonde en Alsace du nord, les sites de Soultz-sous-Forêts et de Rittershoffen. Un exemple d'apport du suivi géodésique pour la géothermie est démontré par l'analyse de déplacements de surface au niveau de la centrale de géothermie de Landau située dans le Palatinat, au nord de l'Alsace. L'analyse d'un état des lieux des déplacements de surface pendant la mise en place des sites de Soultz-sous-Forêts et de Rittershoffen ainsi que l'analyse des déplacements observés à Landau pendant la phase de production de son site géothermique apportent de

nouvelles connaissances à l'échelle locale sur le Fossé rhénan supérieur.

Ce manuscrit présente la stratégie de surveillance géodésique et les résultats des observations pendant les premières phases de la vie d'une centrale de géothermie. Il présente les résultats du suivi dans un contexte d'état initial avant la production géothermique, pendant les phases de forage et pendant la stimulation. De plus, l'acquisition de données de géodésie spatiale couvre également le sud de la Rhénanie-Palatinat en Allemagne, à une trentaine de kilomètres au nord des sites français étudiés ici. Deux centrales de géothermie profonde sont situées dans cette zone, la centrale de Landau, localisée à 34 km au nord-nord-est de Soultz et celle d'Insheim. Ces deux centrales étaient en phase de production pendant ce travail, celle de Landau s'est arrêtée en mars 2014 suite à des observations de déplacements de surface au niveau de la centrale. Les mesures géodésiques de Landau sont traitées dans cette étude, leur analyse a permis d'apporter des éléments pour la compréhension de l'origine des déplacements.

Cette étude relève aussi de problématiques de recherche fondamentale sur le déclenchement de séismes et sur le lien entre la sismicité et la déformation. Elle s'inscrit dans les questionnements qui peuvent se formuler ainsi : Quelles sont les relations entre la circulation d'eau et l'activité des failles ? La production géothermique, par la circulation d'eau souterraine qu'elle stimule, a-t-elle un impact sur les glissements de failles ? Plus généralement, quelles sont les causes du déclenchement d'un glissement sur une faille ? Dans quelle mesure une déformation engendre-t-elle de la sismicité ou non ? Quel est le lien entre sismicité et déformation ? L'objectif de ce travail n'est pas de répondre à ces questions. Mais de mettre en place des outils d'observation qui pourraient enrichir notre connaissance sur ces questions. Ce travail met en perspectives ces problématiques. Ces questions sont les fils conducteurs qui m'ont fait avancer dans ma recherche.

Les parties de ce chapitre introductif s'articulent suivant trois axes principaux qui correspondent aux questionnements suivants : Qu'est-ce que la géothermie ? Quels peuvent être les risques liés à la géothermie profonde ? Quels peuvent être les apports et les intérêts du suivi géodésique ?

1.2 Qu'est-ce que la géothermie ?

La géothermie, en tant que technologie, est l'utilisation de la chaleur interne de la Terre. Cette chaleur est soit véhiculée par un fluide naturel (par exemple de l'eau sous forme liquide ou gazeuse), soit extraite au moyen de fluides introduits artificiellement, par exemple dans les systèmes dits *Hot Dry Rock* (HDR). Il existe des sources géothermales qui ont des exutoires naturels en surface, telles certaines sources d'eaux géothermales d'usage thérapeutique (par exemple en Forêt Noire en Allemagne, au Japon), les geysers (par exemple à Larderello en Italie). Mais il est généralement nécessaire de forer pour atteindre le fluide géothermal. La figure 1.1 illustre un exemple de système géothermal comprenant un transport

conductif et convectif de la chaleur.

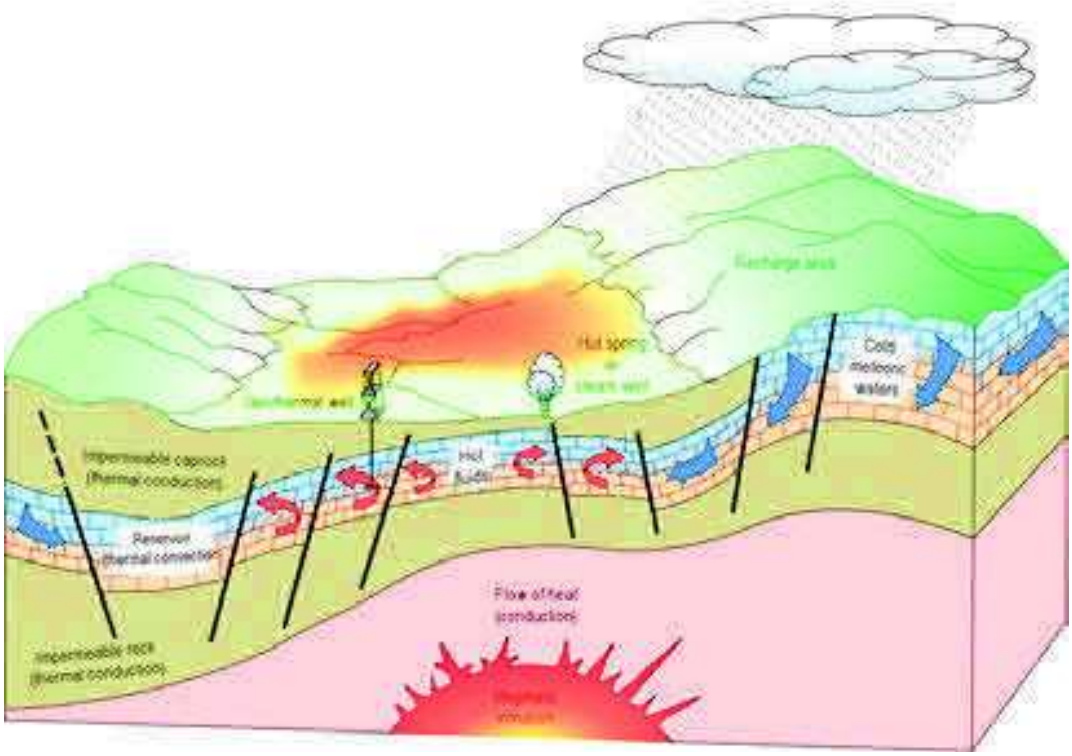


FIGURE 1.1 – Schéma d'un exemple de système géothermal avec circulation naturelle de fluides (source : Dickson et Fanelli, 2004). Le schéma reproduit la circulation de l'eau géothermale depuis son arrivée dans le système sous forme météorique, sa circulation dans des formations chaudes qui lui transmettent la chaleur puis son extraction soit naturelle, soit par l'intermédiaire de l'homme, dans une centrale. Dans ce schéma, la source de chaleur est liée à l'intrusion magmatique, mais le schéma est également valable en d'autres contextes comme dans le Fossé rhénan o la source de chaleur est liée à l'amincissement de la croûte

Les différents types de géothermie dans le monde

Il existe plusieurs sources de chaleur géothermale. Une classification peut être établie selon l'origine géologique et tectonique de la chaleur géothermale. Moeck (2014) présente différents types de sources géothermales à travers le monde (figure 1.2). La figure 1.2 montre que les principaux sites se situent dans des zones avec un contexte tectonique particulier. Ainsi, la majorité des sites répertoriés se situent en bordure des limites de plaque et dans un contexte magmatique (zones rosées, par exemple en Asie avec le Japon et les Philippines). Les sites intra-continentaux se trouvent au niveau de rifts (par exemple : le rift central

européen, le rift est-Africain) ou bien exploitent une chaleur contrôlée par la géologie.

Les sites de notre étude sont situés en domaine extensif représenté par des symboles rosés sur la figure 1.2 et plus particulièrement dans le domaine extensif intra-plaque du rift central européen mis en place au Cénozoïque, appelé ECRIS (*European Cenozoic Rift System*) (Ziegler, 1990, 1992). L'ECRIS s'étend de la Méditerranée à la Norvège. Il est représenté schématiquement par les traits jaunes dans la figure 1.2.

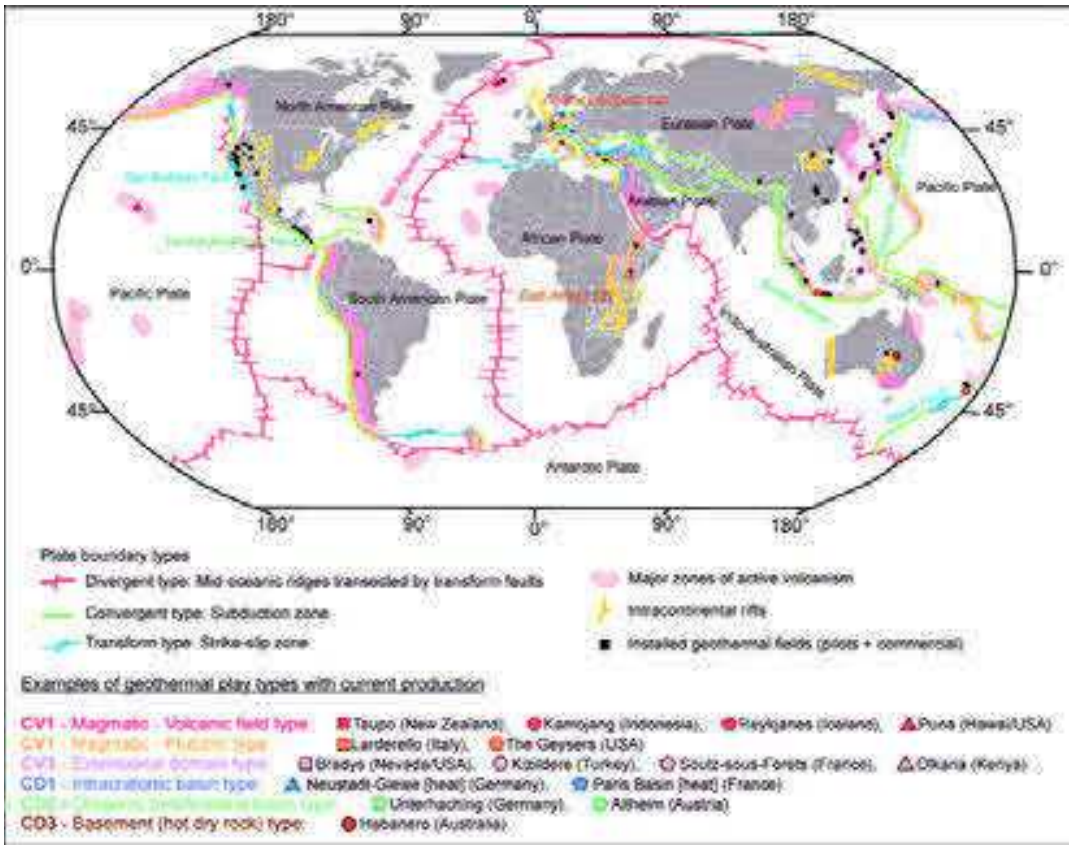


FIGURE 1.2 – Localisation des principaux sites de géothermie à l'échelle mondiale et leur classement selon l'origine géologique et tectonique de la source de chaleur géothermale (source : Moeck, 2014).

Les relations entre la géothermie et la tectonique

Genter et al. (2003) montrent que les principales ressources en géothermie profonde en Europe sont reliées au système alpin. La majorité des ressources se situent dans les fossés tertiaires de l'ECRIS qui est contemporain de l'orogène alpin et plus particulièrement dans les fossés qui sont relativement proches du

front alpin (par exemples : le Fossé rhénan, le graben de l'Eger, la Catalogne). Les ressources potentielles se situent également dans l'avant-pays alpin (le bassin Molassique) et dans le domaine interne, au niveau des bassins arrière-arc (le bassin Pannonien, la Toscane) (figure 1.3).

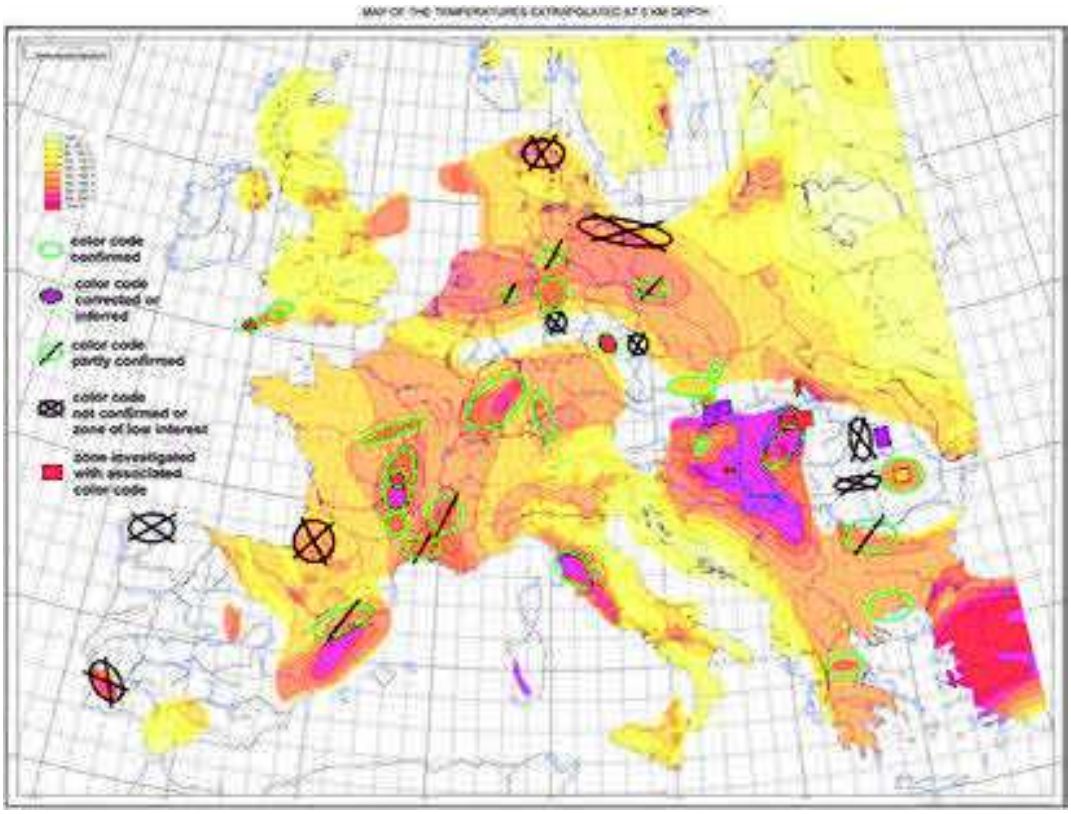


FIGURE 1.3 – Carte des températures extrapolées à 5 km de profondeur avec la localisation des principaux sites potentiels ou avérés de géothermie profonde. Les ellipses vertes représentent les zones où l'anomalie de température est confirmée, corrigée par rapport au fond de carte, ou déduite ; les ellipses vertes barrées, celles où la confirmation est partielle ; les ellipses noires barrées en croix, les zones d'intérêt faible en géothermie ou zone où la température n'est pas confirmée ; les rectangles représentent des zones à étudier plus en détail (source : Genter et al., 2003).

Les relations spatiales et génétiques entre les structures géologiques et la géothermie ont été mises en évidence par la géodésie dans la région des Grands Bassins en Amérique du Nord (Blewitt et al., 2002, 2005; Faulds et al., 2004; Kreemer et al., 2006; Hammond et al., 2007; Faulds et al., 2012).

Blewitt et al. (2002, 2005) étudient par GPS la région des Grands Bassins au Nevada où se trouvent de nombreux sites de production géothermique. Ils montrent que dans les contextes non-magmatiques, les localisations de champs de contrainte en extension et en transtension sont corrélées avec la localisation des

champs géothermaux productifs connus et d'origine non-magmatique (figure 1.4). En effet, un tel champ de contrainte aide à la bonne circulation des fluides par le maintient de l'ouverture des zones fracturées. Ainsi, selon Blewitt et al. (2005), le contexte en transtension serait un bon indicateur du potentiel géothermal et pourrait être utilisé en prospection géothermique.

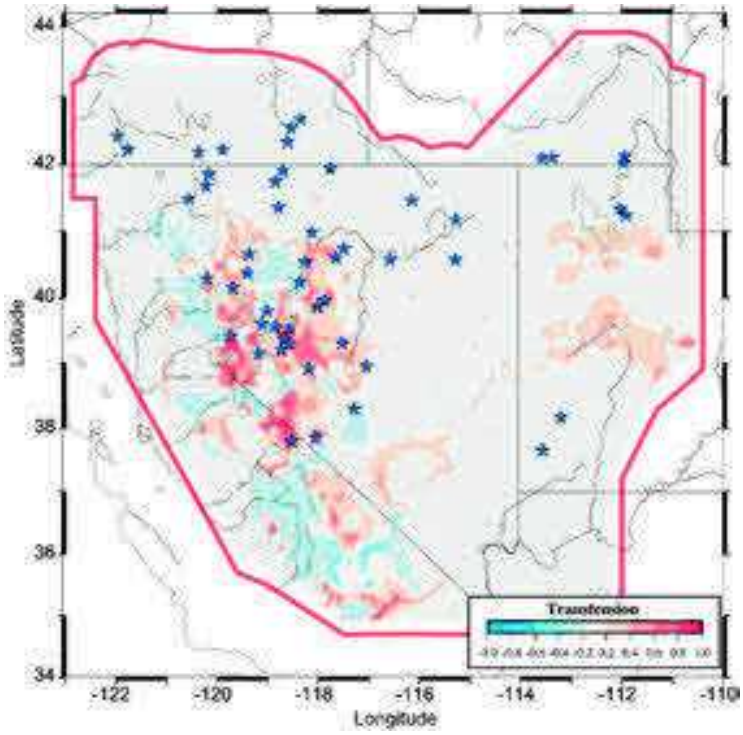


FIGURE 1.4 – Valeur de la déformation en transtension de la région des Grands Bassins au Nevada obtenue à partir de mesures GPS selon Blewitt et al. (2005). La déformation en transtension est représentée en couleur chaude et en valeur positive, la transpression, en valeurs négatives. Les étoiles noires localisent les sites de géothermie dont la source est considérée comme non-magmatique.

La géothermie en contexte non-volcanique

La géothermie profonde haute température en contexte non-volcanique produit de l'énergie suivant différents types de systèmes à travers le monde. Certaines classifications existent, mais elles ne sont pas unifiées (Breede et al., 2015). En Allemagne par exemple, on distingue des systèmes géothermaux hydrothermaux et petrothermaux (Hirschberg et al., 2014). Dans notre zone d'étude, l'énergie géothermale profonde est exploitée par un système de production appelé système stimulé (*Enhanced Geothermal System*, EGS). Ce type de système s'est développé à Soultz à partir du système dit *Hot Dry Rock* (HDR). Les systèmes EGS utilisent

la circulation naturelle de l'eau géothermale dans les formations géologiques du sous-sol dont la circulation a été améliorée par stimulation. Ils se différencient des systèmes HDR où la circulation d'eau géothermale est créée par l'homme par fracturation hydraulique dans une roche de haute température dénuée de circulation naturelle.

Les systèmes géothermiques stimulés (EGS)

Breede et al. (2013) font la synthèse des différentes définitions d'un EGS et passe en revu les 31 installations EGS qu'il a recensées dans le monde. Le principe d'un EGS est d'extraire le fluide géothermal par un puits (ou plusieurs) au moyen d'une pompe de production puis de ré-injecter l'eau géothermale après extraction d'une partie de ses calories par un ou plusieurs puits de ré-injection dans le réservoir fracturé. Pour une production d'électricité, le fluide géothermal doit être extrait à des températures supérieures à 100°C. L'eau ré-injectée après utilisation est à des températures de l'ordre de 70°C. La configuration est en doublet quand il existe un puits de production et un seul puits de ré-injection (par exemples à Landau, Insheim, Rittershoffen). Elle peut aussi être en triplet ou en quadruplet etc (par exemple à Soultz). Une illustration d'un système en doublet est présentée figure 1.5. L'EGS utilise le fluide géothermal qui circule naturellement en profondeur mais la connexion entre le puits de production et le puits de ré-injection nécessite souvent une stimulation. Car les fractures peuvent être scellées par la présence de dépôts hydrothermaux (Genter et Traineau, 1996). Cette stimulation est soit hydraulique (par exemple : Schindler et al., 2010), soit chimique (par exemple : Hébert et Ledésert, 2012), soit thermique (par exemple : Vidal et al., 2016). La stimulation hydraulique est une action hydro-mécanique sur les failles. Elle consiste à injecter de l'eau sous pression pour réduire la contrainte normale qui s'exerce sur le plan de fracture et ainsi permettre de rouvrir la fracture par dilatance et cisaillement. La stimulation chimique consiste à dissoudre les minéraux qui obstruent les failles. La stimulation thermique consiste à injecter de l'eau froide dans un milieu chaud. Elle produit des micro-fissures par contraction thermique (Gentier et al., 2003) en particulier dans les grains de quartz secondaires qui colmatent les failles.

Dans le contexte intra-plaque du Fossé rhénan supérieur, la capacité de production d'eau géothermale dépend également du champ de contrainte par rapport à l'orientation des failles (Meixner et al., 2016). En effet, le champ de contrainte doit permettre aux zones de fractures de maintenir leur ouverture pour l'écoulement du fluide géothermal.

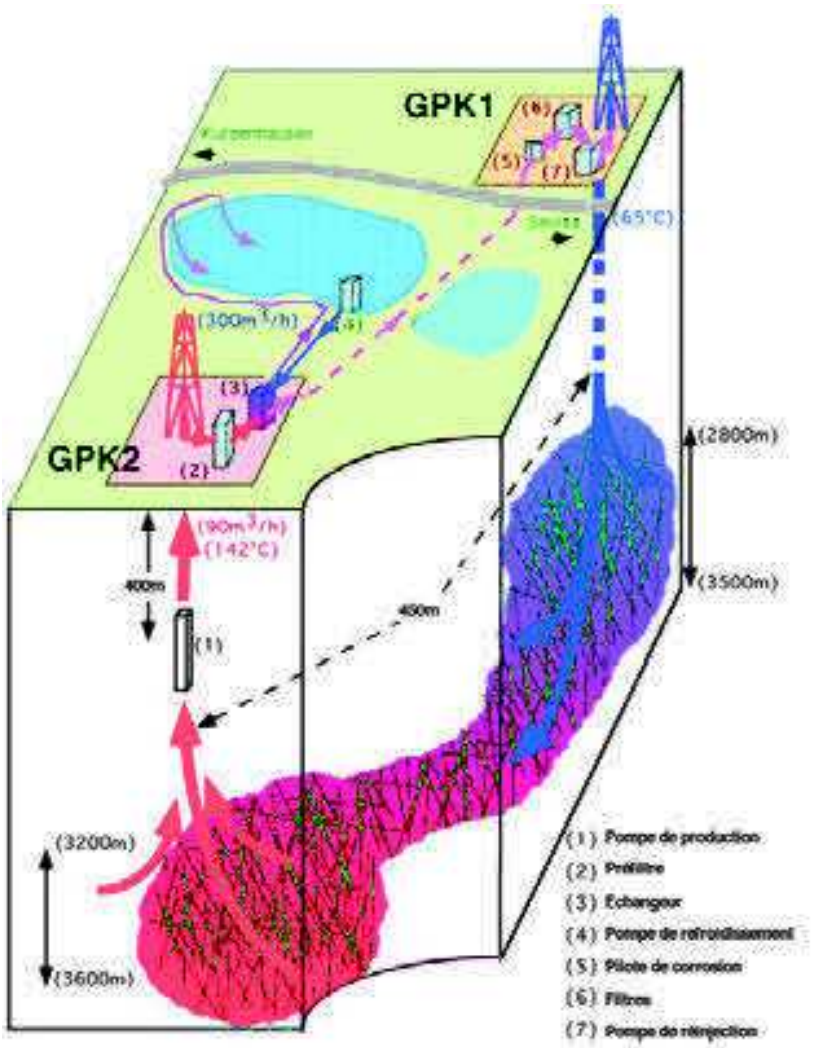


FIGURE 1.5 – Schéma d'un système géothermal EGS en doublet à Soultz avec le puits GPK2 en producteur et le puits GPK1 en ré-injection (source : Gerard et al., 2006)).

1.3 Y-a-t-il des risques liés à l'exploitation géothermale profonde ?

Introduction

La vie d'une exploitation géothermique comporte plusieurs phases et les risques industriels associés sont différents suivant la phase en question. Les quatre principales phases qui comportent *a priori* des risques observables sont :

— les phases de forage,

— les phases de tests et de stimulations,

— les périodes d'exploitation,
— et les premiers temps des périodes d'arrêt.

Les risques les plus redoutés par la population sont les déclenchements de séismes et de pollution de la nappe phréatique (Lagache et al., 2013). Ces risques ne sont cependant pas l'apanage de la géothermie, d'autres industries présentent des risques similaires comme par exemple les exploitations minières.

La sismicité

La sismicité induite est un des enjeux majeurs en terme d'acceptabilité de projets de géothermie. Et le Fossé rhénan est sismiquement actif (Edel et al., 2006; Peters, 2007). La question se pose de savoir dans quelle mesure la géothermie peut réactiver des failles et ainsi déclencher un séisme. Quelle est la part de sismicité induite et de sismicité naturelle ? Qu'est-ce que la sismicité induite ? Par quoi est-elle provoquée ?

Les observations

Grünthal (2014) compare la sismicité liée aux activités anthropiques à la sismicité naturelle en Europe centrale (figure 1.6). La comparaison est établie à partir des séismes de magnitude supérieure à 2 pour les séismes induits et de magnitude supérieure à 2,5 pour les séismes naturels. Les séismes de magnitude inférieure à 2 ne sont pas ressentis par l'homme.

Le séisme de plus grande magnitude lié à la géothermie est celui qui s'est produit lors de tests de stimulations à Bâle (Suisse) en 2006 (Deichmann et Giardini, 2009). Ce séisme, de magnitude M_w3.4 a mis fin au projet de Bâle (Bauer et al., 2014) et reste ancré dans les mémoires. Les deux autres magnitudes les plus élevées correspondent à la simicité induite par la stimulation à Soultz en 2003, avec une sismicité de magnitude M_w2.9 (Horálek et al., 2010) et à la sismicité enregistrée lors de la stimulation à Landau en 2009 avec une magnitude M_w2.6 (Bönnemann et al., 2010).

La sismicité induite

Les exemples de séismes cités plus hauts sont tous liés à des stimulations hydrauliques. D'autres exemples de sismicités induites par la stimulation à Soultz se trouvent dans (Cornet, 1997; Dorbath et al., 2009; Cuenot et al., 2008, 2011). Shapiro et al. (2011) montrent que la sismicité induite dépend du volume injecté. Cependant, de la sismicité induite est également observée pendant la phase de production où le volume injecté est plus faible (par exemple à Landau en 2007, cité par Evans et al., 2012) et lors d'arrêts de la centrale. Il a été montré qu'un arrêt de l'injection provoque de la sismicité induite (Barth et al., 2013). Cette

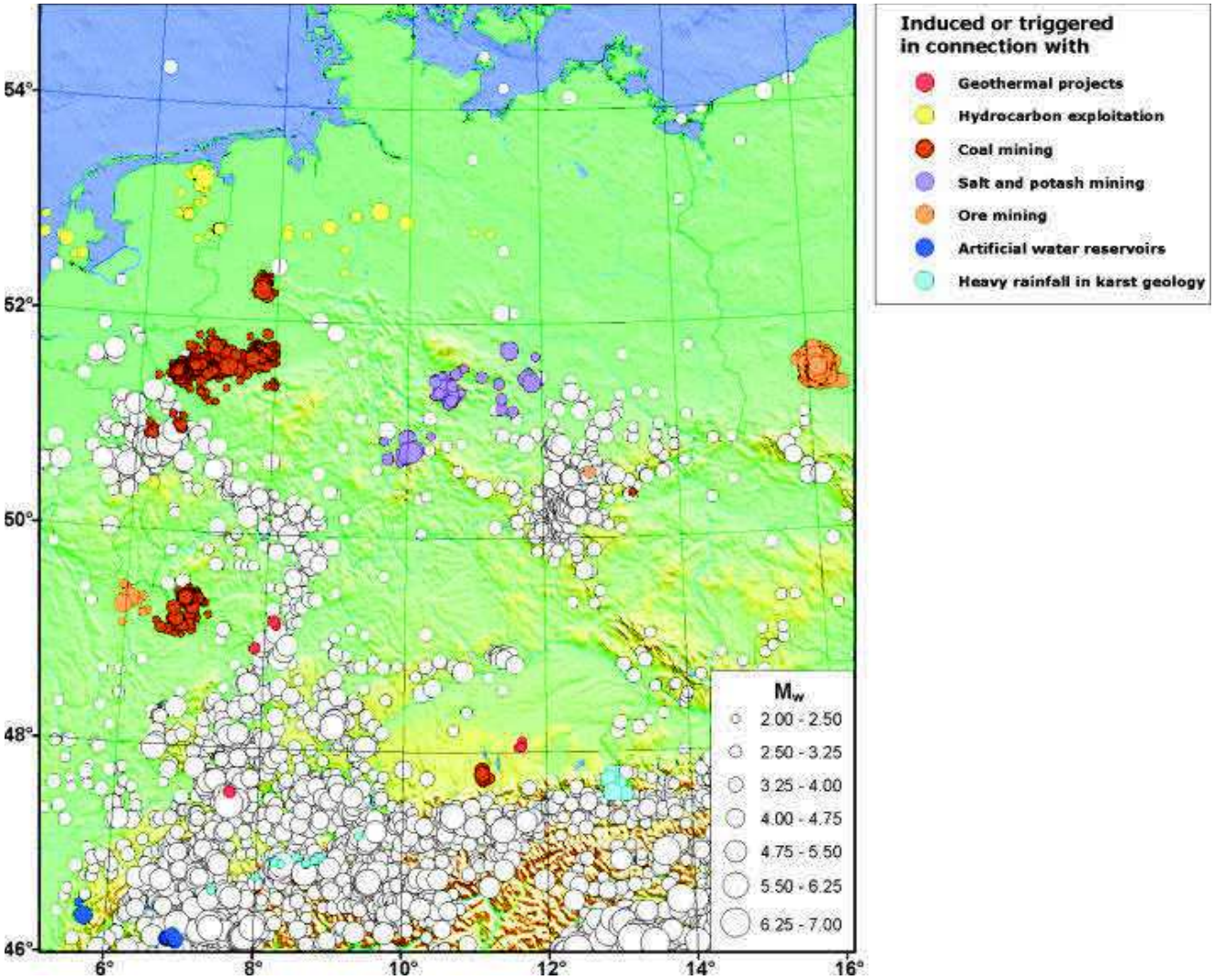


FIGURE 1.6 – Sismicité en Europe centrale entre 1000 AD et 2011 d'après le catalogue EMEC (Grünthal et Wahlström, 2012). Les cercles blancs représentent la sismicité naturelle à partir de la magnitude M≥ 2.5 ; les cercles colorés, la sismicité induite de magnitude M≥ 2.0. En rouge, pour la géothermie ; en brun, pour les mines de charbon ; en rose, pour les mines de sels et de potasse ; en jaune, pour l'exploitations d'hydrocarbures ; en orange, pour les mines d'or ; en bleu marine, par les réservoirs artificiels d'eau ; en bleu clair, par les précipitations pluvieuses dans les formations karstiques (source : Grünthal, 2014)

observation a été faite par exemple à Soultz lors des tests de stimulation de 1993 (Grünthal, 2014) et de 2010 (Cuenot et al., 2011) et aussi à Insheim en 2013 (Baumgärtner, 2013) ou à Bâle (Ripperger et al., 2009).

Pendant les phases de stimulation, c'est l'augmentation de la pression qui permet de réorganiser les épontes des fractures et donc de 'nettoyer' les fractures

pour en augmenter la perméabilité. La pression et sa variation sont donc maximales lors de ces phases. De plus, d'après les modélisations de Jeanne et al. (2014) et de Rutqvist et al. (2015), l'injection d'eau froide dans un encaissant chaud créé un effet thermique qui contribue également à l'augmentation de pression.

Lors des phases de stimulation, les deux effets se combinent, l'effet thermique et l'augmentation de la pression par l'injection de fluides. La combinaison des deux phénomènes explique l'augmentation du risque de sismicité induite pendant la stimulation.

Les déplacements asismiques

L'injection de fluide peut également induire un déplacement asismique sur une faille (Guglielmi et al., 2015). Des déplacements asismiques ont été observés à Soultz-sous-Forêts (Cornet, 1997; Bourouis et Bernard, 2007; Schmittbuhl et al., 2014). Selon les observations de Cornet (1997), la microsismicité mesurée à Soultz-sous-Forêts lors de phase de stimulation hydraulique en 1993 ne permet pas d'expliquer le déplacement de plus de 4 cm observé par imagerie de puits sur une fracture recoupant le puits. Cornet (1997) en déduit que la microsismicité n'est pas un indicateur suffisant pour l'observation des déplacements au niveau des failles lors des phases de stimulation.

Les déplacements liés à l'injection d'eau ou à des phénomènes de compaction dans des formations de comportement ductile sont également des phénomènes lents et asismiques.

Il existe des exemples d'incidents qui se sont produits lors de forage de puits de géothermie très basse température et faible profondeur dans le Fossé rhénan. C'est le cas de Staufen en Allemagne où sept forages de géothermie très basse température ont été réalisés pour le chauffage individuel urbain. Des déformations de surface sont observées par mesures satellitaires et par nivellement dans la zone des forages (Lubitz et al., 2013). Elles résultent du fluage d'une couche salifère peu profonde (inférieure à 100 m). Il est probable que de l'anhydrite, présente dans les couches de Keuper du sous-sol, se soit transformée en gypse par réaction chimique suite à l'introduction d'eau dans la couche salifère. La réaction chimique produit une augmentation de la température et du volume. Or à faible profondeur, le poids des couches supérieures ne permet pas de contenir l'augmentation de pression liée à la réaction chimique. Il s'en suit une déformation des couches supérieures jusqu'à la surface. La voie de connexion entre l'eau et les couches d'anhydrite aurait pu se créer par des puits mal scellés (Lubitz et al., 2013).

Il existe également un exemple en Alsace, à Lochwiller, où une entreprise a réalisé un forage peu profond chez un particulier dans un contexte géologique où se trouvent également des couches salifères. Les causes de la migration de fluide sont encore discutées.

1.4 Applications de la géodésie à la géothermie

Introduction

La géodésie est l'étude des déformations de la Terre. Dans ce travail, c'est la capacité des outils géodésiques à rendre compte de modifications liés à des processus souterrains qui va nous intéresser. Deux types de données satellitaires sont utilisées ici, les images radar SAR et les données GNSS issues essentiellement des satellites GPS (*Global Positioning System*). A ces deux types de données, correspondent deux méthodes de géodésie satellitaire qui sont utilisées pour le suivi géodésique des sites de géothermie : le GNSS (*Global Navigation Satellite System*) et l'InSAR (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*). Ces méthodes mesurent le déplacement de la surface de la Terre. Cette mesure s'effectue selon les trois composantes spatiales pour le GNSS et selon une direction appelée ligne de visée ou LOS (*Line Of Sight*) pour l'InSAR. La ligne de visée du satellite est proche de la verticale. Elle est par exemple de 21° par rapport à la verticale pour les images utilisées dans ce travail. La méthode InSAR comporte un traitement appelé PSI (*Persistent Scatterer Interferometry*) utilisé ici qui permet d'établir des séries temporelles à partir de la combinaison de plusieurs interférogrammes. J'utilise également des mesures de déplacement vertical faites par une méthode de géodésie terrestre, le nivellement. Ces méthodes ont prouvé leur capacité à mesurer des déplacements à différentes échelles spatiales et temporelles allant des déformations globales à l'échelle de la Terre, à l'échelle locale de quelques mètres. Cet aspect sera développé plus loin, dans la section 3.4. Cette section présente un état de l'art des l'applications de la géodésie en géothermie ainsi que l'intérêt de la géodésie pour la géothermie.

État de l'art

Nous avons déjà vu que dans certains contextes, la géodésie peut servir d'outil de prospection, comme c'est le cas dans la région des Grands Bassins en Amérique où Blewitt et al. (2005) ont utilisé le GNSS pour mesurer la déformation de la région. Ils ont observé que les sites géothermaux productifs connus correspondent aux zones en transtension (figure 1.4).

Nous avons également déjà vu que la géodésie et plus particulièrement les mesures SAR combinées aux mesures de nivellement a permis de mesurer les déplacements de surfaces liés à un incident qui s'est produit à Staufen suite à des forages de géothermie très basse température. Lubitz et al. (2013) utilise un jeu de 50 données SAR du satellite TerraSAR-X ainsi que des mesures de nivellement. Les images SAR sont traitées par la méthode *Small Baseline Subset* (SBAS) pour créer des séries temporelles PSI. Les résultats PSI montrent que la surface affectée a une extension ellipsoïdale de 290 m par 190 m et que la zone de déformation est centrée sur les sites de forages. Le déplacement vertical maximal mesuré est

de 33,5 cm. La comparaison des résultats PSI au nivellement a permis de valider les résultats et de mettre en évidence l'existence d'une composante horizontale du déplacement qui est en accord avec une localisation de la source au niveau des puits.

La géodésie a aussi été utilisée pour le suivi de sites de géothermie pendant les phases de stimulation ou en suivi au long court pendant la production géothermique.

La méthode GNSS est utilisée pour le suivi de site (Mossop et Segall, 1997; Motoyama et al., 1999; Nishijima et al., 2005; Allis et al., 2009), Nishijima et al. (2005) combinent la méthode GNSS et la gravimétrie. La méthode InSAR est également utilisée seule ou en combinaison avec d'autres méthodes (Massonnet et al., 1997; Carnec et Fabriol, 1999; Fialko et Simons, 2000; Glowacka et al., 2005, 2010; Hole et al., 2007; Oppliger et al., 2004, 2005; Eneva et al., 2009, 2012, 2013; Vasco et al., 2013; Sarychikhina et al., 2011; Ali et al., 2014, 2016; Ishitsuka et al., 2016; Barbour et al., 2016). Le nivellement est également utilisé, seul (Koros et Agustin, 2016) et plus souvent en combinaison avec une autre technique géodésique dans les références citées plus haut ou avec l'inclinométrie (par exemple : Mossop et Segall, 1999; Vasco et al., 2002).

Les déformations associées à la production géothermique ont aussi été modélisées à partir de la géodésie (Massonnet et al., 1997; Carnec et Fabriol, 1999; Vasco et al., 2002; Oppliger et al., 2004; Vasco et al., 2013; Jeanne et al., 2014; Barbour et al., 2016).

Massonnet et al. (1997, 1998) utilise l'InSAR pour le suivi du réservoir géothermal de East Mesa en Californie (cf. le poster dans l'annexe C). La modélisation des déplacements observés par mesure InSAR permet de retrouver le volume de l'eau géothermale extrait pour la production. Dans cet exemple, les puits vont entre 1829 m et 2280 m de profondeur et pompent le fluide géothermal dans les couches sédimentaires. La zone affectée à une surface de 17 km x 8 km. Et le déplacement est significatif pendant la période d'observation de deux ans (18 mm/an avec une précision de 2,5 mm). Cela s'explique par la forte production du site qui génère 110 MW par an et par le fait que le fluide géothermal est réinjecté à 96% seulement. Le volume extrait est de 4 millions de m^3. Les causes possibles de la subsidence sont la compaction physique et thermale de la roche sédimentaire.

Carnec et Fabriol (1999) utilisent l'InSAR pour le suivi du site géothermique de Cerro Prieto dans la vallée du Mexique. Ce site exploite l'eau géothermale entre 1500 et 3500 m de profondeur dans des couches sédimentaires. La plus grande partie du fluide n'est pas ré-injectée. Carnec et Fabriol (1999) observent une subsidence liée à l'extraction du fluide.

Glowacka et al. (2005, 2010) utilisent l'InSAR et le nivellement pour analyser la subsidence liée à l'exploitation géothermale de Cerro Prieto dans la vallée du Mexique qui est une zone tectoniquement active. Cette exploitation géothermale a une capacité de 720 MW avec une profondeur de puits de 500 à 2600 m. C'est le

deuxième plus grand champ géothermal du monde. Ils observent que les déplacements sont localisés aux niveaux de failles. Selon ses modélisations, il existe une part de contribution tectonique qui est évaluée à environ 4%. La part tectonique est confirmée par Sarychikhina et al. (2011).

Nishijima et al. (2005) font un suivi du site de Hatchobaru au Japon par des mesures de campagne GNSS avec 8 stations dont les lignes de base ont une distance comprise entre 500 m et 3 km. Le site comporte deux unités de production, les puits de production se situent entre 1000 m et 2500 m et ceux de ré-injection entre 1000 m et 1500 m. Ils observent un raccourcissement des lignes de base des GNSS jusqu'à 64 mm entre août 2000 et octobre 2003. Ce déplacement horizontal s'explique par la subsidence liée à la production géothermique. La modélisation avec le modèle point source Mogi (Mogi, 1958) localise bien la source dans la zone des puits. Ce site a également été suivi par InSAR (Ishitsuka et al., 2016) et par gravimétrie (Yahara et Tokita, 2010). L'ensemble des ces mesures géodésiques apporte des éléments d'analyse du fonctionnement du réservoir géothermal. Ces informations sont utilisées par l'exploitant pour choisir sa stratégie de production afin de pouvoir maintenir la production sur le long terme.

Allis et al. (2009) utilisent environ 50 ans de mesures de nivellement ainsi que des mesures de déplacement horizontal par GPS pour analyser la subsidence des champs géothermaux de Wairakei-Tauhara en Nouvelle-Zélande. Les déplacements observés sur ce site sont particulièrement importants et représentent un cas extrême. Le site s'étend sur 50 km^2 et a une puissance de 150 MWe depuis 1958. La profondeur d'exploitation est entre 500 et 1000 m de profondeur. En 50 années de fonctionnement, la subsidence atteint 15 m. Le taux de subsidence était maximal au début de l'exploitation, puis a diminué. Des chutes de pression sont également observées, la relation entre la subsidence et la chute de pression n'est pas linéaire. Selon les observations et la modélisation, la subsidence est causée par la compaction des sédiments à une faible profondeur (environ 100 m).

Rutqvist et al. (2013) utilisent les résultats InSAR pour estimer les paramètres du réservoir géothermal dans sa modélisation pendant la phase de stimulation. Des études antérieures font également un suivi InSAR de la phase de production (Massonnet et al., 1997; Fialko et Simons, 2000).

Vasco et al. (2013) utilisent l'InSAR pour suivre les déformations d'un site EGS de démonstration situé au nord des champs géothermaux de Geysers, en Californie (Rutqvist et al., 2013). Les observations InSAR sont réalisées pendant des phases d'injection de fluide et les 6 mois précédents puis sont utilisées pour la modélisation du réservoir. Les résultats montrent que les déplacements observés sont hétérogènes spatialement. Cela pourrait s'expliquer par une influence de failles mineures et suggère une circulation du flux selon une orientation nord-sud.

Ali et al. (2014) modélisent les déplacements observés par InSAR sur le champ géothermal de Brady, au Névada. Ils montrent que les fluides circulent entre des réservoirs à différentes profondeurs.

Barbour et al. (2016) utilisent les observations géodésiques en PSI, nivelle-

ment et GPS pour analyser la subsidence au niveau du champ géothermal de Salton Sea en Californie. Seule une partie de l'eau géothermale est ré-injectée en profondeur, ce qui engendre une variation du champ de contrainte sur la zone. Par ailleurs la zone est soumise à des déformations d'origine tectonique et liées à des intrusions magmatiques en refroidissement. La modélisation réalisée à partir des observations géodésiques permet de mieux discerner les différentes contributions à la subsidence du site. Les contributions identifiées sont : 1) la compaction sédimentaire et la diagenèse, 2) les glissement sismiques ou asismiques, 3) le refroidissement des intrusions magmatiques, 4) les effets poro-elastiques liés à la production de fluide géothermal.

Ishitsuka et al. (2016) observent par PSI des déplacements non homogènes spatialement et qui s'organisent au niveau de failles. Ils démontrent que la géodésie a la capacité d'apporter des informations sur la géométrie de la zone de production géothermique et son évolution spatio-temporelle. Or la connaissance de la géométrie de la zone de production et son évolution temporelle permettent d'adapter la production afin d'augmenter sa pérennité.

Yahara et Tokita (2010) montrent que la connaissance du réservoir géothermal de Hatchobaru permet d'optimiser la production géothermique pour la maintenir après respectivement, 30 ans et 20 ans de fonctionnement des unités de production 1 et 2, sans refroidir la zone de production avec l'eau ré-injectée.

Intérêts de la géodésie pour la géothermie

Nous avons vu au travers les exemples d'application de la géodésie pour la géothermie que la mise en place d'une exploitation géothermale (lors des tests de stimulation) de même que la production géothermique ont été à l'origine de déformations de surface observables par géodésie sur certains sites dans le monde, notamment les sites les plus productifs (en Amérique, au Japon, en Nouvelle Zélande).

Les déplacements cités plus haut sont soit :

— liés aux changements de volume en profondeur causés par l'extraction ou la ré-injection du fluide géothermal, surtout dans les cas où la ré-injection n'est pas complète,

— liés à des effets thermo-élastiques,

— liés à des glissements sismiques ou asismiques sur les failles,

— liés à des changements de contrainte d'origine naturelle (tectonique),

— liés au puits et à son forage.

Les déformations observées liées à la production géothermique se situent dans l'environnement immédiat des puits. La forme de la déformation dépend de la roche où se situe le réservoir. Elle est circulaire dans les milieux sédimentaires

comme c'est le cas de East Mesa (Massonnet et al., 1997) et hétérogène quand le réservoir se situe dans un milieu fracturé (par exemple : Glowacka et al., 2005, 2010; Vasco et al., 2013; Ishitsuka et al., 2016). Le suivi géodésique a permis d'améliorer la connaissance de la géométrie du réservoir et de suivre l'évolution temporelle du réservoir géothermal et de son environnement (par exemple : Vasco et al., 2002; Ali et al., 2014; Ishitsuka et al., 2016). Ces connaissances permettent à l'exploitant d'adapter si besoin la stratégie de production pour permettre la pérennité de la production énergétique géothermale.

La géodésie permet de quantifier et d'analyser la source ou les sources de déplacement, notamment avec la couverture spatiale de l'InSAR. La géodésie est ainsi également un outil d'analyse et de discrimination entre différentes origines possibles de déformation. Elle permet l'observation de phénomènes lents et asismiques tels que la compaction, les glissements asismiques sur les failles, les infiltrations d'eau qui ne sont pas visibles en sismologie. Le suivi géodésique a également un intérêt en recherche fondamentale concernant le déclenchement de processus de déformation et l'évolution temporelle d'un processus.

1.5 Conclusion

En résumé, les déplacements observables en géodésie et qui présentent un intérêt pour la géothermie sont :

— les changement de volume d'un réservoir du au pompage,

— les infiltrations d'eau,

— les glissements de faille (d'origine naturelle ou anthropique).

Dans la majorité des cas ces observations sont faites sur des installations très étendues spatialement et dont la capacité de production est nettement supérieure à celles des centrales du Fossé rhénan. De plus, plusieurs d'entre elles ne fonctionnent pas avec un système de recharge où le fluide de production est ré-injecté en totalité.

Le suivi géodésique de cette étude concerne un système géothermal supposé en recharge permanente où l'eau pompée est réintroduite en profondeur, à 5 km de profondeur pour le cas de Soultz. Le risque de déplacement est faible, par rapport aux sites de production géothermique où la totalité de l'eau géothermale n'est pas ré-injectée en profondeur et/ou qui se situent dans un contexte tectonique très actif (zones rosées sur la carte figure 1.2) comme par exemple au Japon, en Amérique du Nord (Geysers).

De plus, la production continue permet de maintenir un flux constant. Or il a été montré que ce sont les variations de pression qui engendrent la sismicité induite la plus forte, lors des phases de stimulation hydraulique ou d'arrêt brutal de la centrale.

Les déplacements attendus sont donc faibles. Par conséquent il est important de réaliser un suivi géodésique de précision en vue de pouvoir mesurer d'éventuels déplacements ou modifications du champ de contrainte.

Car il reste des questions sur le fonctionnement géothermal pour lesquelles les mesures géodésiques peuvent apporter des compléments d'informations. Quelle est la géométrie du réservoir géothermal ? Des essais de traçage de circulation d'eau géothermales ont montré qu'une partie seulement de l'eau ré-injectée est retrouvée dans l'eau pompée à Soultz. D'où provient alors l'eau géothermale ? A quelle échelle spatiale circule-t-elle ?

1.6 Plan de la thèse

Le premier objectif de ce travail est de réaliser et d'analyser la mise en place d'un suivi géodésique des sites de géothermie profonde de Soultz et de Rittershoffen. Les problématiques sont celles liées à la méthodologie mise en place : quelles mesures sont pertinentes pour le suivi des sites de géothermie ? Comment les mettre en place ? Le deuxième objectif est l'analyse des observations à Soultz et Rittershoffen et à Landau. Quel est l'état des lieux avant la mise en production des centrales de géothermie à Soultz et à Rittershoffen ?

Le manuscrit se développe en quatre parties :

La première partie, chapitre 2, présente le contexte dans lequel s'applique cette étude. Le contexte géologique et géodynamique est exposé en premier, s'en suit les caractéristiques qui expliquent le développement de la géothermie profonde dans cette région et en fin, la présentation géographique, géologique et technique des sites de géothermie profonde couverts par le suivi géodésique.

Le chapitre 3 présente les méthodes géodésiques utilisées dans cette thèse, ce sont principalement les méthodes satellitaires GNSS et INSAR qui y sont présentées. Dans mon étude, j'ai également utilisé la méthode terrestre de nivellement. Cette partie s'articule suivant les questionnements ci-dessous : Qu'est-ce que mesure la géodésie ? Qu'est-ce qu'une déformation ? Quels types de déformations sont mesurables avec les techniques que j'utilise ? Quelle précision puis-je attendre de mes mesures ?

La troisième partie, chapitre 4, présente la mise en place du suivi géodésique des sites de géothermie profonde de Soultz-sous-Forêts et de Rittershoffen (Alsace du Nord) : l'installation des stations GNSS, les résultats GNSS et INSAR et leur analyse. J'y discute des déplacements observés au niveau des sites de géothermie et aux alentours des sites. Mes observations sont-elles pertinentes du fait du faible taux de déplacement ?

Dans la quatrième partie, chapitre 5, je présente les observations et l'analyse des déplacements observés à Landau (Rhénanie-Palatinat, Allemagne). Le suivi géodésique satellitaire mis en place pour les sites français de Soultz et de Rittershoffen couvre également la ville de Landau. Or il s'est produit un incident au

niveau de la centrale de Landau pendant l'acquisition des données SAR. Le cas de Landau a ainsi pu être traité dans ce travail. Il illustre un risque d'incident et donne un exemple d'intérêt du suivi géodésique tant pour l'exploitant que pour la collectivité, la communauté scientifique et la communauté des industriels en géothermie.

Les conclusions et perspectives sont présentées dans le chapitre 6.

Les annexes comportent des documents complémentaires, des articles et des communications réalisées au cours de ma thèse.

Chapitre 2

Le contexte

FIGURE 2.1 – Ancien puits de pétrole

2.1 Introduction

Ce chapitre présente le contexte géologique et tectonique du Fossé rhénan et de la zone d'étude en section 2.2. La section 2.3 expose les raisons du potentiel du Fossé rhénan supérieur en géothermie profonde. La dernière section (section 2.4) développe les caractéristiques géographiques et géologiques et techniques des sites d'implantation des centrales de géothermie profonde.

2.2 Le Fossé rhénan supérieur

Description géographique

Le Fossé rhénan appartient à un ensemble de rifts qui s'est développé au cours du Cénozoïque. Cette extension crustale est appelée ECRIS de l'anglais *European Cenozoic rift system* (Ziegler, 1992). Elle s'étend de la Mer du Nord à la Méditerranée sur environ 1100 km (figure 2.2). Les différents bassins d'effondrements de l'ECRIS sont reliés entre eux par des failles d'orientation varisque (NE à ENE, dites Erzgebirgian) et à rejet décrochant dextre (Ziegler, 1990).

Le Fossé rhénan proprement dit, se divise en deux principaux segments, le Fossé rhénan supérieur (URG, *Upper Rhine Graben*) et le Fossé rhénan inférieur (LRG, *Lower Rhine Graben*). Nous nous intéresserons dans ce manuscrit uniquement au Fossé rhénan supérieur. Le Fossé rhénan supérieur est le segment central de l'ECRIS. Il a une orientation générale NNE-SSO. Il s'étend sur environ 310 km de longueur entre Bâle en Suisse et Francfort, en Allemagne. Il a une largeur moyenne de 35 km avec un maximum de 40 km. Le Fossé rhénan supérieur est bordé au nord par la zone transformante Hunsrück-Taunus (HTBF, *Hunsrück Taunus Border Fault*) qui le sépare du massif varisque rhénan schisteux, aussi appelé bouclier rhénan ou massif rhénan hercynien. Il est limité au sud par le front du Jura au niveau de la zone transformante Rhin-Saône (BTZ, *Burgundy Transform Zone*) relie le Fossé rhénan au Fossé de Bresse (figure 2.3). Il est bordé à l'ouest par le massif des Vosges et à l'est le massif de la Forêt Noire (*Schwarzwald* en allemand). Ces massifs cristallins atteignent respectivement les altitudes de 1424 m et 1493 m. L'altitude moyenne du Fossé rhénan est de 200 m.

Grimmer et al. (2016) subdivisent en trois segments principaux, le segment sud entre Bâle et Strasbourg d'orientation NNE, le segment central entre Strasbourg et Spire d'orientation NE et le segment nord entre Spire et Francfort d'orientation N à NNO.

La structure tectonique profonde du Fossé rhénan est connue par les campagnes sismiques ECORS (Brun et al., 1992) et par les forages. Deux profils sismiques ont été réalisés, ils sont localisés en pointillé sur la figure 2.3. Il se situent de part et d'autre d'une zone de faille appelée Lalaye-Lubine-Baden-Baden (LLBB). Cette zone de faille s'appelle ainsi car elle relie Lalaye-Lubine à l'ouest

à Baden-Baden en Allemagne, à l'est. Elle sépare géologiquement la zone moldanubienne au sud de la zone saxothuringienne au nord. La zone de faille LLBB sépare le segment sud du Fossé du segment central. Ce dernier comporte notre zone d'étude (au niveau des points rouges, figure 2.3).

Les profils sismiques réalisés par le programme DEKORP-ECORS montrent une asymétrie du Fossé par l'existence d'une faille majeure avec un ancrage profond de géométrie listrique qui s'enracine suivant une courbure. Les profils montrent également que la faille majeure est située sur la bordure occidentale au sud de la faille LLBB et sur la bordure orientale au nord de la faille LLBB (figure 2.4).

Les profils sismiques montrent qu'un maximum de déformation est accommodé par les failles internes, appelées failles rhénanes. Au pieds des massifs des Vosges et de la Forêt Noire, se trouvent des failles normales majeures, la faille Vosgienne à l'ouest et la faille Schwarzwaldienne à l'est. Les rejets liés à ces failles sont visibles dans la topographie actuelle. Ces failles sont les bordures externes de champs de fractures qui séparent les massifs cristallins du Fossé d'effondre-

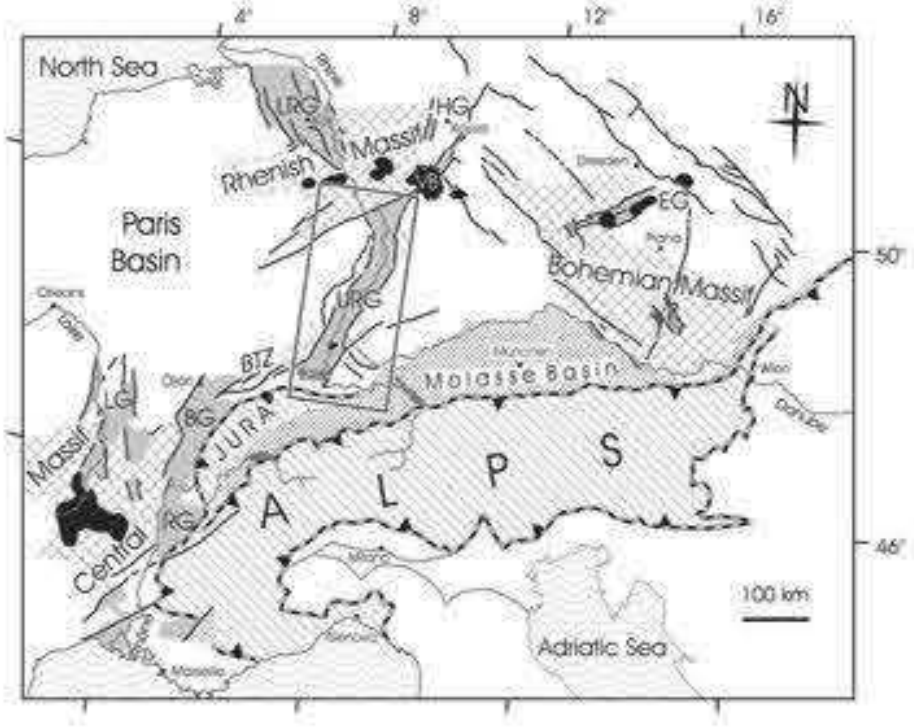


FIGURE 2.2 – Carte de l'ECRIS et des principales structures tectoniques. Zones grises, rifts (URG, Upper Rhine Graben ; LRG, Lower Rhine Graben ; BG, Bresse Graben ; RG, Rhône Graben ; LG, Limagne Graben ; EG, Eger Graben) ; zones noires, zones volcaniques (VB, Volgelsberg Volcano) ; motif en croix, massifs varisques ; BTZ, Burgundy Transform Zone (source : Schumacher, 2002)

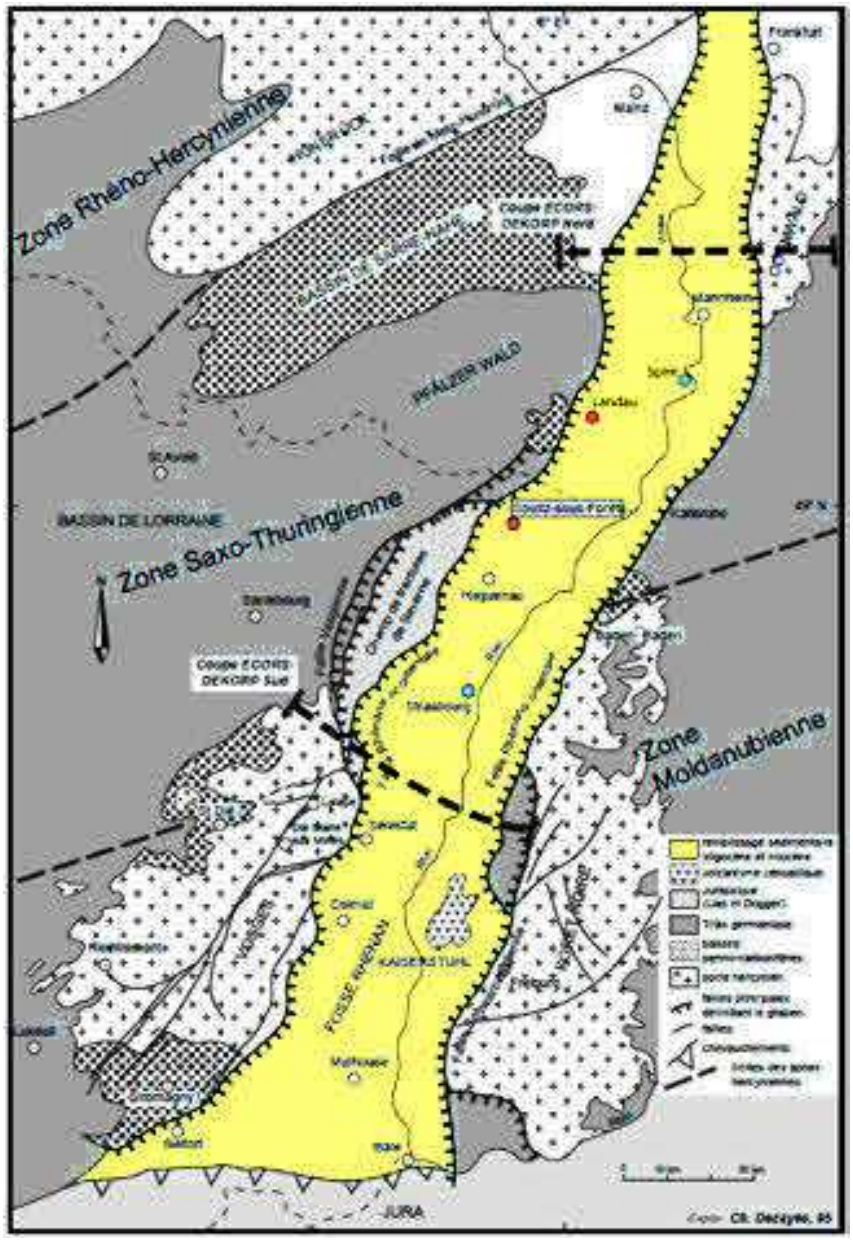


FIGURE 2.3 – Schéma du Fossé rhénan supérieur avec les principales structures tectoniques et la localisation des coupes sismiques ECORS-DEKORP nord et sud (courbes en pointillés gras) présentées en figure 2.4. Le trait pointillé marque la séparation de la zone saxo-thuringienne au nord de la zone moldanubienne au sud par la zone de failles Lalaye-Lubine-Baden-Baden (LLBB). Le remplissage sédimentaire cénozoïque du Fossé (zone colorée) est bordé par les failles rhénanes occidentale et orientale. La zone d'étude se situe au nord de Haguenau, entre Soultz-sous-Forêts et Landau (points rouges) (d'après Dezayes, 1995; Dezayes et al., 2010)

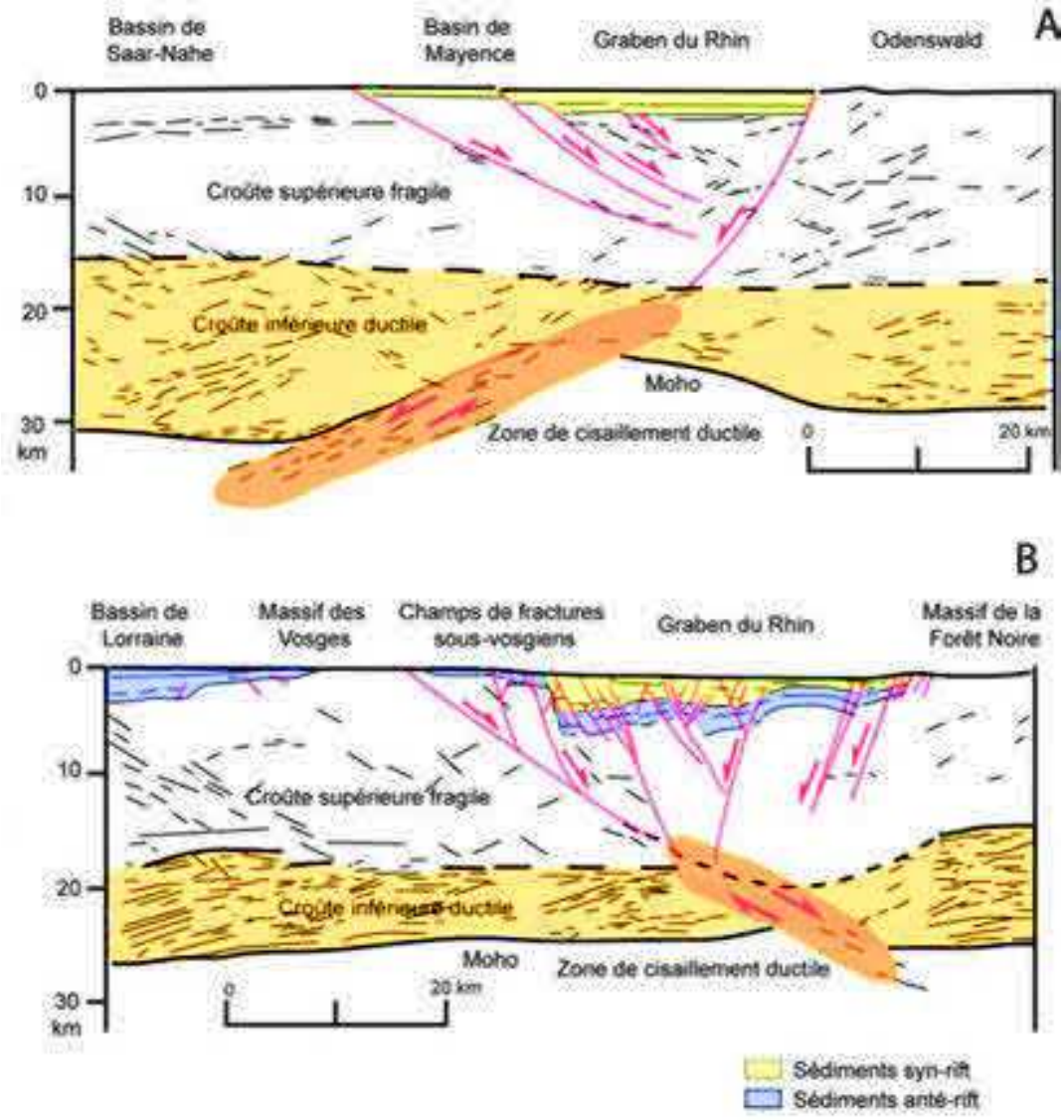


FIGURE 2.4 – Interprétation des profils sismiques de la campagne ECORS à travers le Fossé rhénan supérieur. Les profils sont positionnés sur la figure 2.3. En haut (A), coupe W-E au nord du Fossé rhénan ; en bas (B), coupe NW-SE de la partie sud du Fossé rhénan (source : Roussé (2006) d'après Brun et al. (1992)).

ment. Du côté ouest, les champs de fractures, appelés collines sous-vosgiennes, s'étendent entre la faille vosgienne et la faille rhénane occidentale. A l'est, les champs de fractures des pré-collines de la Forêt Noire (*Vorbergzone* en allemand) se situent entre la faille rhénane orientale et la zone de faille schwarzwaldienne.

L'évolution tectono-sédimentaire

L'héritage pré-rift

Le socle et les massifs cristallins sont des granites mis en place pendant l'orogenèse hercynien (aussi appelé varisque) qui s'est produit pendant le Paléozoïque, du Dévocien jusqu'au Permien (entre -400 et -245 Ma). L'héritage structural varisque a également été conservé dans le Fossé et a contrôlé son évolution.

Les plus anciens dépôts sédimentaires rencontrés dans le Fossé datent du Permien. Suivent les dépôts du Mésozoïque qui comprennent les séries du Trias et du Jurassique. Le Crétacé est absent des séries sédimentaires de même que le Paléocène. L'absence d'enregistrement sédimentaire du Jurassique supérieur à l'Éocène, où se développe le rifting, pourrait s'expliquer par une période d'érosion liée au soulèvement du bouclier rhénan (Anderle, 1987; Ziegler, 1992).

Le rifting

Le rifting a débuté au Tertiaire, pendant l'Éocène (aux environs de -40 Ma) avec une phase extensive E-W. Il est contemporain des orogènes alpins et pyrénéens. L'évolution du Fossé rhénan a été contrôlée par différents champs de contrainte. Il existe plusieurs interprétations de son évolution (figure 2.5).

Illies (1977), Illies et Greiner (1979), Buchner (1981), Michon et Merle (2000), Michon et al. (2003) et Dèzes et al. (2004) proposent une évolution du Fossé rhénan en deux principales phases. La première phase est une phase d'extension E-W qui s'est mise en place à la fin de l'Éocène jusqu'à l'Oligocène. La seconde phase est une phase de transtension sénestre de l'Oligocène au Miocène.

Bergerat (1985), Bergerat (1987) et Villemin et Bergerat (1987) proposent une évolution en 4 phases, reprise par Schumacher (2002) et Schwarz et Henk (2005) avec l'ajout une phase supplémentaire (figure 2.5, colonne B).

Les causes et l'évolution du Fossé rhénan sont discutées, plusieurs interprétations existent. La plupart des études proposent un rifting passif et s'accordent à relier le rifting à la collision alpine et pyrénéenne (Ziegler, 1992; Schumacher, 2002).

Les dépôts sédimentaires

L'héritage structural varisque va être réactivé pendant l'extension crustale du Fossé au Cénozoïque (Schumacher, 2002). Un nouveau système de failles se met également en place. Ce sont les failles rhénanes qui bordent le Fossé.

L'effondrement du rift a été majoritairement contrôlé par ces failles rhénanes. Les profils sismiques montrent que le rejet est maximal au niveau des failles rhénanes et non au niveau des failles bordières (figure 2.4). Le maximum des dépôts s'est effectué pendant la phase d'extension E-O de l'Oligocène (figure 2.5). L'ouverture du Fossé rhénan a une extension crustale estimée entre 4,8 km et

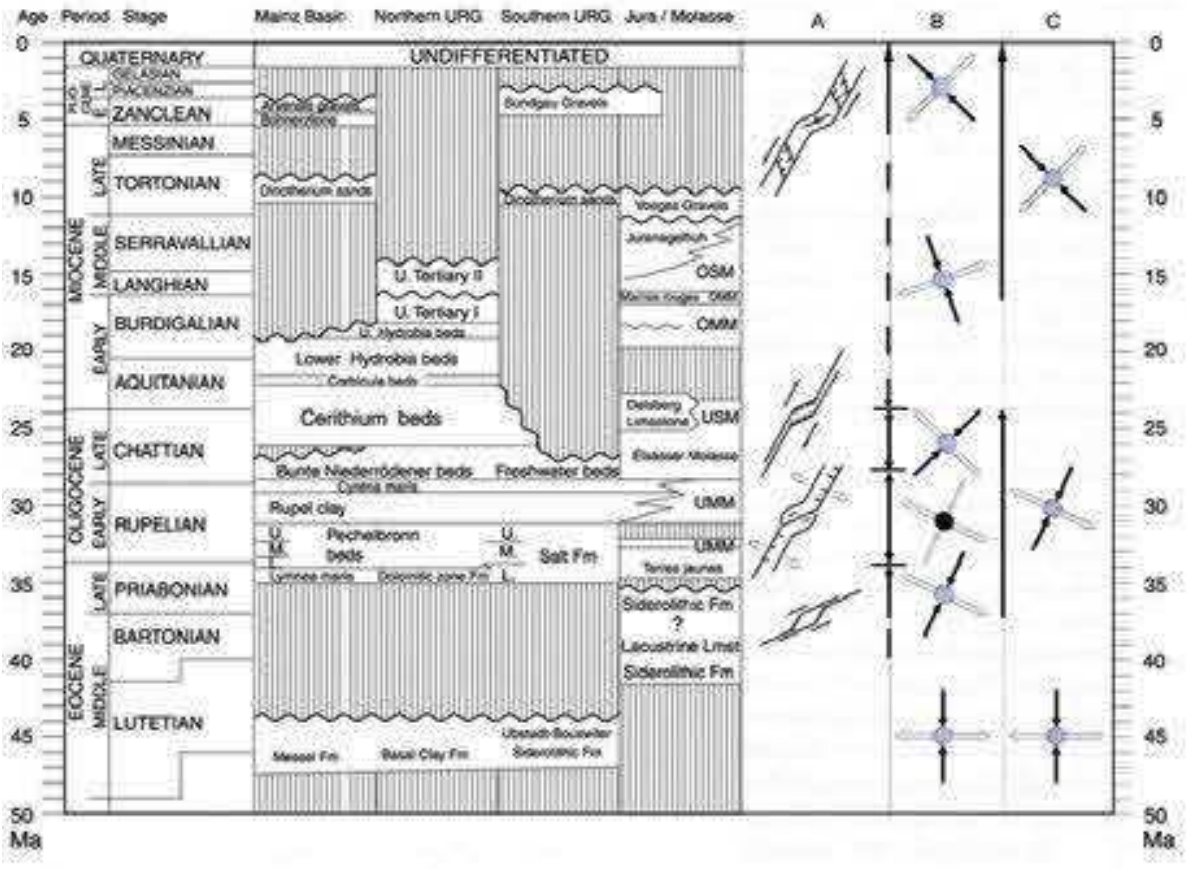


FIGURE 2.5 – Table stratigraphique de la sédimentation Cénozoïque pour le Fossé rhénan supérieur, du bassin de Mayence au Jura (à gauche) selon Berger (1996) et modèle cinématique selon les différentes phases de l'évolution du Fossé rhénan (colonne A) d'après Schumacher (2002). A droite, interprétation de l'évolution du champ de contrainte avec le temps, selon Schumacher (2002) (colonne B) et selon Michon et al. (2003) (colonne C). Flèches noires, $\sigma 1$; grisées, $\sigma 2$; blanches, $\sigma 3$ (source : Buchmann, 2008).

12 km selon les auteurs (Illies, 1967; Villemin et al., 1986; Meier et Eisenbacher, 1991; Brun et al., 1992; Schwarz et Henk, 2005; Bourgeois et al., 2007; Hinsken, 2007; Hinsken et al., 2011).

Le remplissage sédimentaire s'est effectué en plusieurs phases par le jeu de failles normales et a conduit à une sédimentation différentielle entre le nord et le sud du Fossé. De plus, le sud et la partie médiane du Fossé ont subi une érosion marquée. Ainsi, certaines séries sédimentaires sont uniquement préservées au nord. La figure de l'épaisseur des dépôts sédimentaires tertiaires (figure 2.6) montre que la couverture sédimentaire tertiaire est plus épaisse au nord qu'au sud, elle atteint jusqu'à 3350 m au nord dans le bassin de Rastatt (Illies, 1972;

Doebl et Olbrecht, 1974). La couverture sédimentaire au niveau de Soultz, qui appartient au bloc de Haguenau est relativement faible par rapport à celle de Strasbourg et de Landau (> 2500 m). L'ensemble de la couverture sédimentaire est de 1450 m à Soultz, de 2150 m à Rittershoffen et de plus de 2500 m à Landau.

La couverture sédimentaire comporte la série de Pechelbronn qui s'est déposée lors de la subsidence du Fossé à l'Éocène supérieur, du Priabonien au Rupélien inférieur (de -35 à -31 Ma, (Derer, 2003; Derer et al., 2005)). Elle est marquée par l'alternance climatique entre des phases humides et des phases sèches où se retrouvent des dépôts d'évaporites (anhydrite) (Duringer, 1988).

La structure du Fossé rhénan

L'héritage structural du Fossé rhénan se traduit par des orientations différentes. Ces failles peuvent être classifiées selon leur origine. Des différences d'orientation se retrouvent également en profondeur. Les failles profondes correspondent à l'héritage tectonique ancien et les failles des couches les plus superficielles résultent de processus plus récents (Équipe du projet GeORG, 2013).

L'héritage varisque est visible en gravimétrie par des linéations des granites d'orientation N30-40° (cf. fig. 4 dans Edel et al., 2006). La zone de faille LLBB fait également partie de l'héritage varisque. Les failles varisques ont une orientation générale NE-SO.

Le rifting a créé des failles d'orientation NNE-SSO appelé direction rhénane. Les failles bordières rhénanes ont cette orientation. Il existe également une structure centrale du Fossé qui s'étend sur 220 km, plus ou moins au niveau du Rhin. Cette zone de faille s'appelle la zone de cisaillement d'Illfurth-Bruchsal et s'est mise en place à l'Oligocène. Elle est orientée NNE-SSO et sépare la zone de blocs occidentaux de la zone de blocs orientaux.

La structure de la zone d'étude

La zone d'étude se situe entre les zones de dislocation varisques que sont le zone de faille Hunsrück-Taunus au nord et la faille dextre LLBB ce qui situe les granites du socle dans le domaine Saxothuringien (Schumacher, 2002; Edel et Schulmann, 2009) (figure 2.3). Elle appartient au segment central d'orientation NE entre Strasbourg au sud et Spire eu nord. Et plus précisement au bloc de Haguenau-Landau où se sont succédées des phases de dépôts d'orientation NNE à NE puis N à NNO selon les directions du champ de contrainte local après -25 Ma (Wirth, 1962; Grimmer et al., 2016).

D'un point de vue structural, la zone d'étude appartient aux champs de fractures occidentaux. Elle est bordée à l'ouest par le champ de fracture de Saverne et la faille rhénane occidentale et à l'est, la zone de faille d'Illfurth-Bruchsal. Elle appartient au bloc de Haguenau au sud et à la zone Landau-Schollenfeld au nord

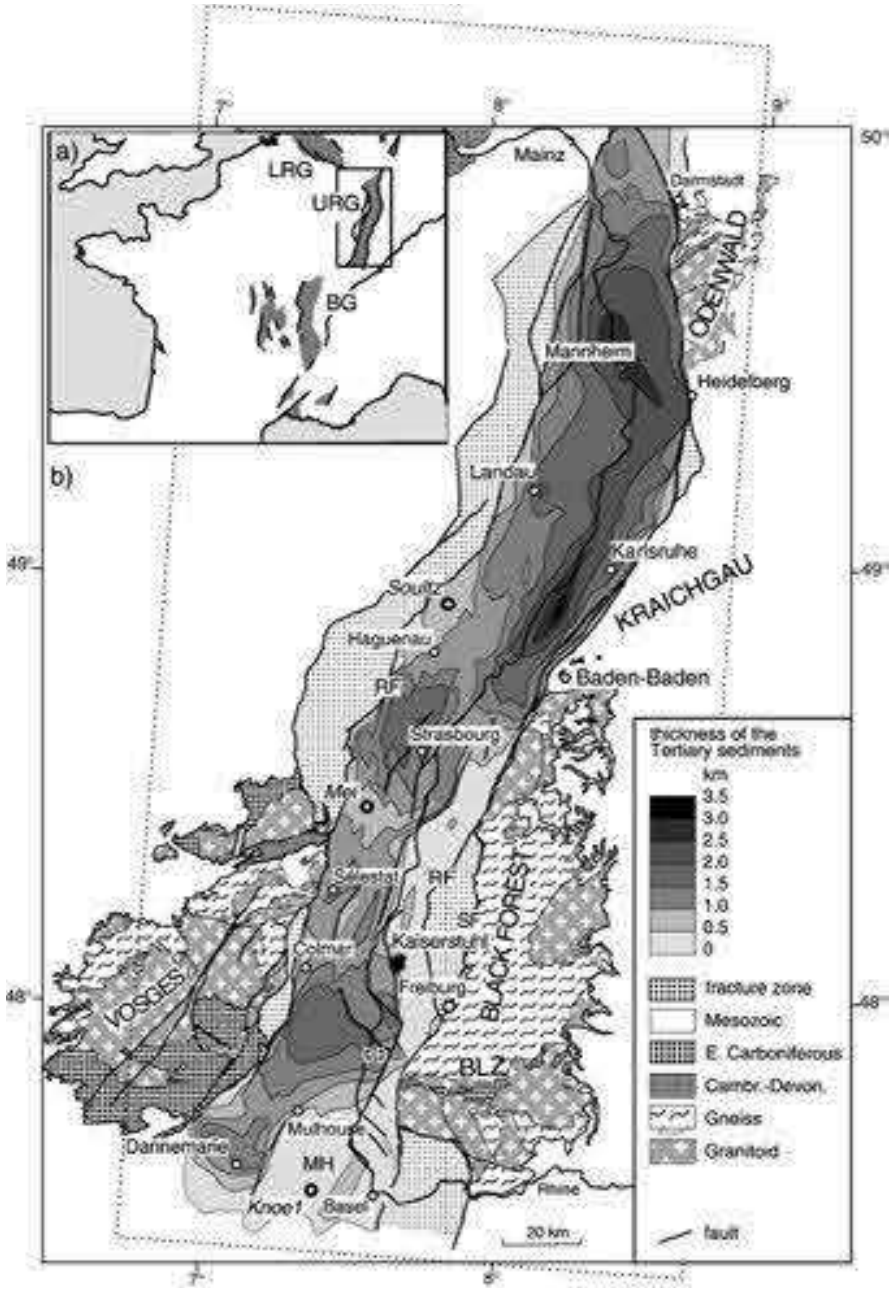


FIGURE 2.6 – Carte du Fossé rhénan (URG) selon Rotstein et al. (2006). a) Localisation de l'URG. b) carte de l'épaisseur des dépôts sédimentaires tertiaires avec la localisation de Soultz et Landau

et à l'est. La ville de Wissembourg se situe à la limite des deux domaines et au croisement de trois failles (cf. Équipe du projet GeORG, 2013, fig. 23).

Le seuil de Haguenau est triangulaire, il est limité au sud par la faille de

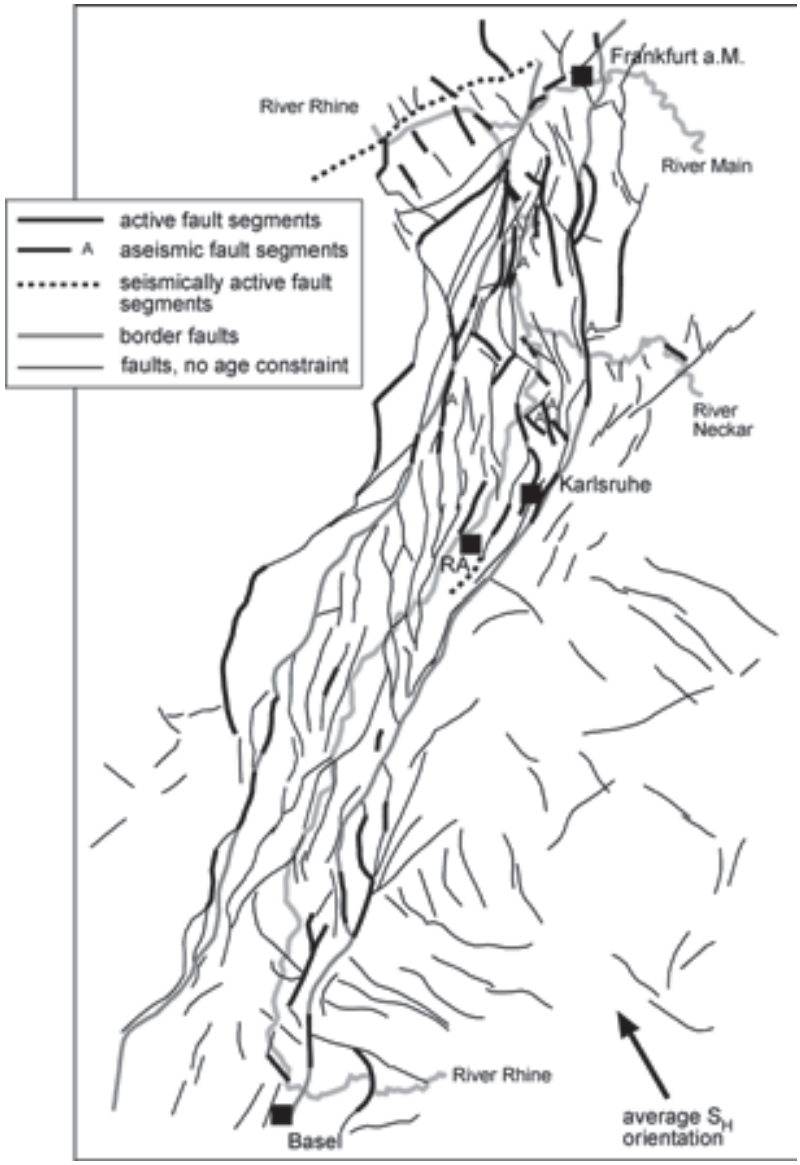


Figure 6.1. The map summarizes all active faults in the URG area identified in this thesis and compiled from other studies (references see caption of Figure 1.4).

FIGURE 2.7 – Carte structurale du Fossé rhénan avec marquage des failles actives (segments avec traits gras noirs). Les segments de failles à glissement asismique sont signalés par un "A" (source : Peters, 2007).

Hochstett, à l'est par une faille quasi-N-S et à l'ouest par la faille bordière occidentale du champ de fractures de Landau. Le profil géologique NO-SE figure 2.8 montre la structure en failles normales du Fossé rhénan avec l'alternance de graben et de horst. Le site de Soultz est localisé sur un horst, à l'ouest, au niveau de Pechelbronn, se trouvent une séries de failles normales et le champ de fractures de Saverne (Hochwald). L'épaisseur sédimentaire augmente en allant vers le Rhin.

Les failles du bloc de Landau ont une orientation principale NNO-SSE.

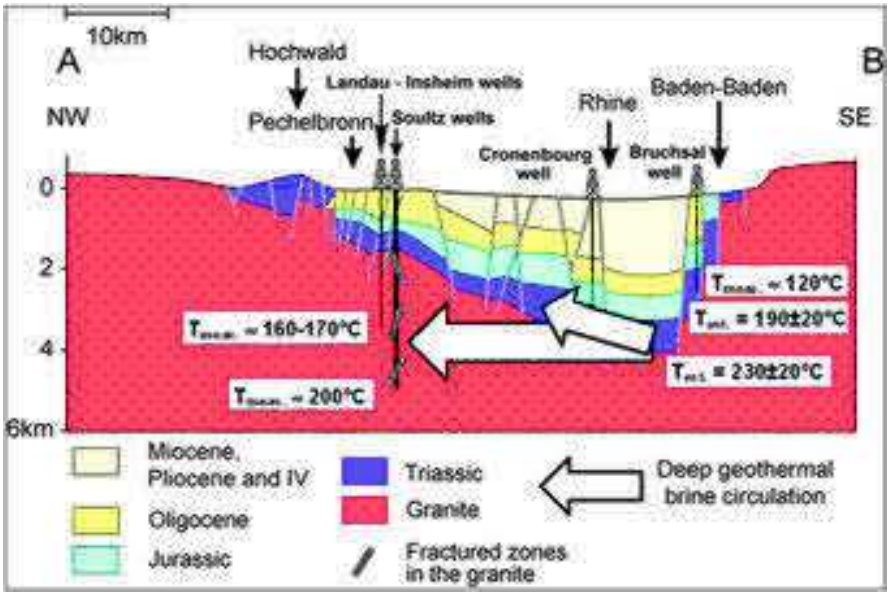


FIGURE 2.8 – Coupe géologique simplifiée Nord-Ouest à Sud-Est à travers le Fossé rhénan et au niveau du horst de Soultz. Les lignes verticales sont les projections des puits géothermiques de Soultz-sous-Forêts. Sont également projetés sur cet axe les puits des sites de géothermie de Landau, Insheim, Bruchsal et Cronenbourg. Les flèches indiquent le sens de circulation des fluides géothermaux (source : Sanjuan et al. (2016) d'après Le Carlier et al. (1994) et Sanjuan et al. (2010))

L'Actuel

La sismicité naturelle

La sismicité du Fossé rhénan est toujours active, elle est moyenne pour la partie sud et elle est modérée pour le reste du Fossé [1]. La sismicité est plus active au sud du Fossé, proche du front alpin et la profondeur des séismes diminue avec l'éloignement par rapport au front alpin (Edel et al., 2006; Barth et al., 2015). Le plus fort séisme connu est le séisme historique de Bâle qui s'est produit le 18 octobre 1356 dont l'intensité a été évaluée à $I_o = IX$ (Fäh et al., 2009, 2011) ou à $I_o = IX - X$ (Meghraoui et al., 2001; Ferry et al., 2005) et la magnitude à plus de M_w6.5 (Meghraoui et al., 2001; Ferry et al., 2005).

La zone d'étude présente une relative faible densité d'évènements (Doubre et al., 2014) dans la partie nord de l'Alsace qui comprend notre zone d'étude. Il existe des séismes historiques répertoriés en 1952 entre Wissembourg et Soultz (Illies, 1981). Baize et al. (2012) donnent une intensité VII et de magnitude

1. http://www.planseisme.fr/Alsace,79.html,pageconsultéele6août2015

Mmw=5,1 pour le séisme du 8 octobre 1952 près de Wissembourg. La magnitude Mmw est la magnitude équivalente à la magnitude de moment selon (Baumont et Scotti, 2010). D'autres séismes ont été répertoriés dans la zone dont l'intensité MSK1964 est comprise entre V et VI : le 4 septembre 1763, le 10 août 1952 et le 6 octobre 1952 (source BRGM [2]). Du côté allemand, il existe des séismes historiques au niveau de Kandel, au nord de Lauterbourg le 24 janvier 1880 et le 22 mars 1903 (Illies, 1981). Il y a régulièrement des essaims de séismes à l'est de notre zone d'étude, au niveau de Rastatt et au nord de Rastatt, vers Karlsruhe (Barth, 2016) sur la zone de faille classée comme active par Peters (2007) (cf. figure 2.7). Au niveau de Landau, 28 évènements de magnitude supérieure à 2 ont été recensé par Baumgärtner et al. (2010) à partir des données RENASS et BGR.

Les mesures de déplacements

Bertrand et al. (2006) mesurent les déplacements sur les failles du Fossé par méthode sismique haute résolution. Ils observent une vitesse verticale apparente de quelques millièmes à quelques centièmes de millimètres par an au niveau du Fossé rhénan à partir des données de réflexion sismique haute résolution du Quaternaire. En supposant l'âge de la base à environ 1.8 Ma, ils observent, dans un secteur de la partie nord du Fossé, une vitesse de déformation décroissante depuis le Pleistocène et/ou une migration de l'activité tectonique. Selon Bertrand et al. (2006) les vitesses observées sont trop faibles pour expliquer la morphologie quaternaire du Fossé. La tectonique est lente et inhomogène.

Les mesures géodésiques montrent de très faibles déplacements, surtout si l'on considère uniquement la partie interne du Fossé. Les valeurs maximales de déplacements concernent des déplacements locaux (Fuhrmann et al., 2015a).

Nocquet (2012) mesure une vitesse horizontale maximale de 0,3 mm/an. Et Masson et al. (2016) n'observent pas de déplacement relatif supérieur à 0,2 mm/an à l'intérieur du Fossé dans sa partie centrale et nord.

En vertical, la plaine du Fossé rhénan semble subsider par rapport aux épaules que sont les Vosges et la Forêt Noire. Les mesures de nivellement et d'inclinomètre font état d'une stabilité dans le Fossé. Groten et al. (1979) mesure une subsidence moyenne de l'ordre de 0,5 mm/an ainsi que l'observation de déplacements locaux. Demoulin et al. (1998) mesure un déplacement inférieur à 1 mm/an en vertical dans la Forêt Noire. Fuhrmann et al. (2015a) mesurent une relative subsidence du Fossé par rapport aux épaules ouest de 0,5 mm/an au nord du Fossé en combinant des mesures GNSS, InSAR et de nivellement.

2. www.sisfrance.net

Le champ de contrainte actuel

Le champ de contrainte actuel s'est établi à partir de la fin du Miocène. Il se caractérise par une orientation NO-SE de l'axe σ_1. Il est en transtension sénestre continue (Lopes Cardozo et Behrmann, 2006).

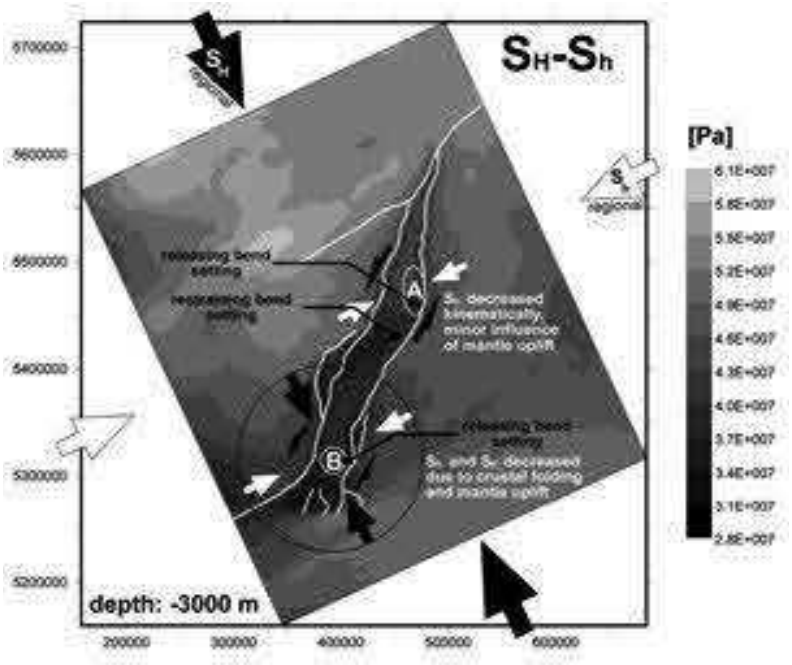


FIGURE 2.9 – (Buchmann et Connolly, 2007)

Au niveau de Soultz, le champ de contrainte actuel est extensif avec une contrainte horizontale maximale à 5 km de profondeur, σ_H qui varie entre N125°E et N185°E, la moyenne se situe à N175°E (Cornet et al., 2007; Meixner et al., 2014).

Buchmann et Connolly (2007) proposent un modèle cinématique avec un champ de déformation en transtension senestre selon l'orientation principale NNO-SSE (figure 2.9) qui est également la direction alpine. La modélisation des déplacements de plaque donne un déplacement de la plaque Afrique relativement à la plaque européenne de direction NO à NNO, entre N335° et N350° (Buchmann et Connolly, 2007).

2.3 La potentialité en géothermie profonde

Le Fossé rhénan bénéficie d'une anomalie de température connue de longue date par les forages pétroliers (Haas et Hoffmann, 1929, cet aspect sera abordé en section 2.4). Il existe plusieurs origines qui expliquent cette anomalie.

La profondeur du Moho est faible au niveau de l'ECRIS (Dèzes et Ziegler, 2001; Dèzes et al., 2004; Cloetingh et al., 2007) et tout particulièrement au niveau du Fossé rhénan où il est entre 24 km et 28 km de profondeur (figure 2.10) (Buchmann et Connolly, 2007). L'anomalie de température du Fossé rhénan est liée à la faible épaisseur de la croûte, la proximité du manteau diffuse de la chaleur à la croute.

L'émission radioactive des granites du socle contribue également à l'anomalie de température.

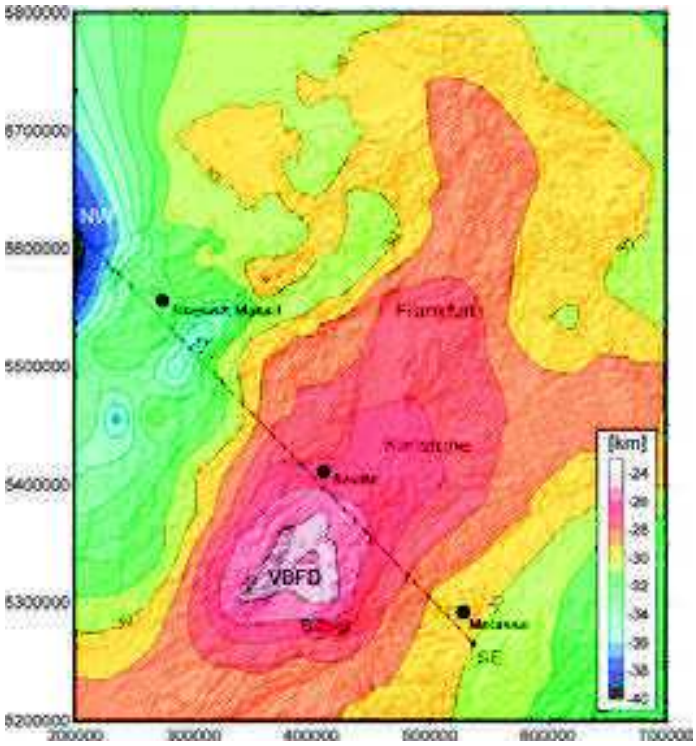


FIGURE 2.10 – Profondeur du Moho (km) dans le Fossé rhénan (entre Bâle, au sud et Francfort, au nord) avec la localisation du site géothermal de Soultz. Les isolignes sont espacées d'1 km. (source : Buchmann et Connolly, 2007)

A l'échelle locale, les anomalies de température sont liées à des circulation de fluides dans les réseaux de failles (Pribnow et Schellschmidt, 2000; Baillieux et al., 2014; Lüschen, 2005). Clauser et Villinger (1990) évoque une circulation selon l'axe est-ouest pour expliquer l'anomalie de température sur la bordure ouest du Fossé à Soultz-sous-Forêts et Landau. A Soultz-sous-Forêts comme à Landau, l'anomalie de température est maximale au niveau d'une structure en horst. La figure 2.11 montre que la principale anomalie de températures du Fossé rhénan se situent dans les environs de Soultz. La seconde anomalie la plus élevée se situe dans les environs de Landau. Il est à noter que ces deux zones sont également des zones pétrolières.

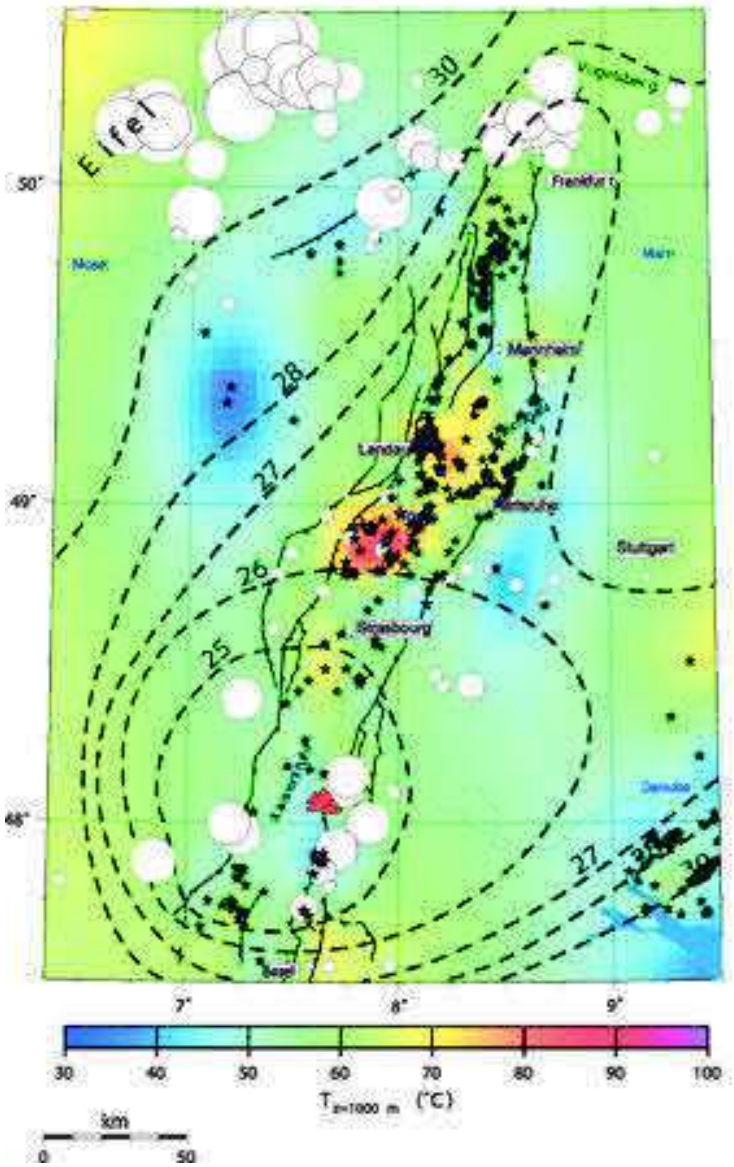


FIGURE 2.11 – Température (°C) à 1 km de profondeur dans le Fossé rhénan (entre Bâle, au sud et Francfort, au nord). Étoiles, localisation des puits d'où sont issues les mesures ; lignes, failles majeures ; lignes discontinues, profondeur du Moho (km) ; cercles blancs, pourcentage d'Hélium dans le manteau. L'anomalie de température principale est située au niveau des sites de géothermie de Soultz-sous-Forêts et de Rittershoffen. L'anomalie au nord est située au niveau de Landau (source : Clauser et al., 2002).

Sanjuan et al. (2016) comparent la chimie des fluides géothermaux issus des granites des puits de Soultz, Rittershoffen, Landau et Insheim. D'après leurs résultats, les principales anomalies de températures se situent à des profondeurs

de 4-5 km dans le Trias, au niveau du Buntsandstein, où les fluides ont des températures de 200-250°C. Les fluides géothermaux que l'on retrouve dans le granite des sites de géothermie proviendraient de ces formations sédimentaires profondes et transiteraient du centre de ces couches vers les bordures du Fossé par migration à travers les réseaux de failles d'orientation générale NE-SO (figure 2.8).

Les origines de l'anomalie de température sont donc à la fois convectives et conductives. De plus, l'épaisseur de la couverture sédimentaire du Fossé rhénan (figure 2.6) maintient le flux de chaleur en profondeur avec des variabilités suivant la porosité des couches géologiques. Les couches sédimentaires présentent un fort gradient thermique (Schellschmidt et Schulz, 1992).

D'autre part, le champ de contrainte actuel du Fossé rhénan, en transtension sénestre, (figures 2.9 et 2.5), est favorable à la circulation des fluides géothermaux dans le Fossé rhénan et donc à l'exploitation géothermale profonde (Cloetingh et al., 2010; Moeck, 2014; Meixner et al., 2016).

Ces atouts font du Fossé rhénan une zone prédisposée à l'exploitation de l'eau géothermale selon le système EGS (cf. section 1.2).

2.4 Les sites d'étude

Introduction

La zone d'étude se concentre autour des sites de géothermie profonde. Deux zones sont à distinguer, la zone française qui comporte deux sites de géothermie profonde, le site de Soultz-sous-Forêts et le site de Rittershoffen. Et la zone allemande où j'ai étudié le déplacement de surface aux alentours de la centrale géothermale de la ville de Landau, en Rhénanie-Palatinat (voir figure 2.3 pour la localisation des sites à l'échelle du Fossé). À 4,2 km au sud-est de Landau, se trouve également un autre site de géothermie profonde, le site d'Insheim, non étudié ici mais qui apparait dans les résultats.

Cette partie détaille les spécificités géologiques de chaque site et donne un aperçu historique du développement de la géothermie dans le Fossé rhénan et son héritage au travers des sites sélectionnés. La figure 2.12 représente la géologie de la zone ainsi que ses principales failles.

Les sites en Alsace du Nord

Le contexte

La centrale géothermale historique de Soultz est localisée dans l'Outre-Forêt, au nord de l'Alsace. D'après Ménillet et al. (2015), l'appellation "Outre-Forêt" a été utilisée pour la première fois pas le géographe H. Baulig (1877-1962). C'est une zone qui s'étend au nord de la forêt de Haguenau. Son paysage est modelé par des collines de Loess. Elle est bordée par la faille rhénane ouest et par les

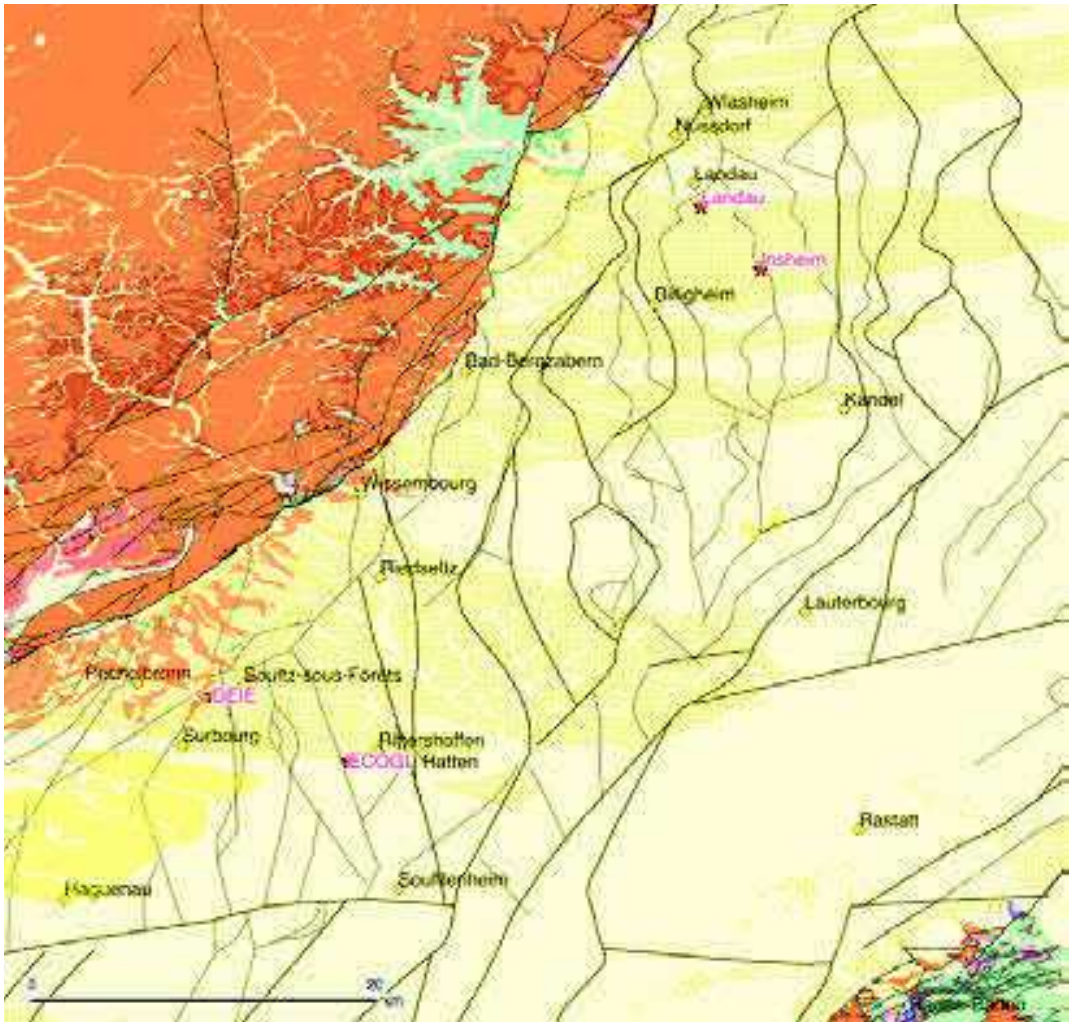


FIGURE 2.12 – Carte géologique de la zone d'étude (d'après les données de GeORG).

champs de fractures de Saverne. Dans sa partie ouest, affleurent les marnes de la série de Pechelbronn. Le site de Soultz est à 3 km à l'est de Pechelbronn.

La zone comporte trois affluents du Rhin, de direction principale ouest-est : la Sauer au sud, le Seltzbach au voisinage duquel se situent les sites de géothermie profonde et la Lauter au nord. La dénomination du Seltzbach et de la Sauer provient sans doute de la salinité des sources. Le Seltzbach traverse la ville de Soultz-sous-Forêts. Des salines y exploitaient les eaux salées issues de puits et galeries jusqu'au début du XIX^{e} siècle.

Il existe plusieurs sources d'eau chaude peu profondes dans la région. À Merkwiller-Pechelbronn se situe la source des Hélions. C'est une source salée artésienne qui capte les eaux issues des formations du Muschelkalk et du Buntsandstein à une profondeur kilométrique (Ménillet et al., 2015). La température

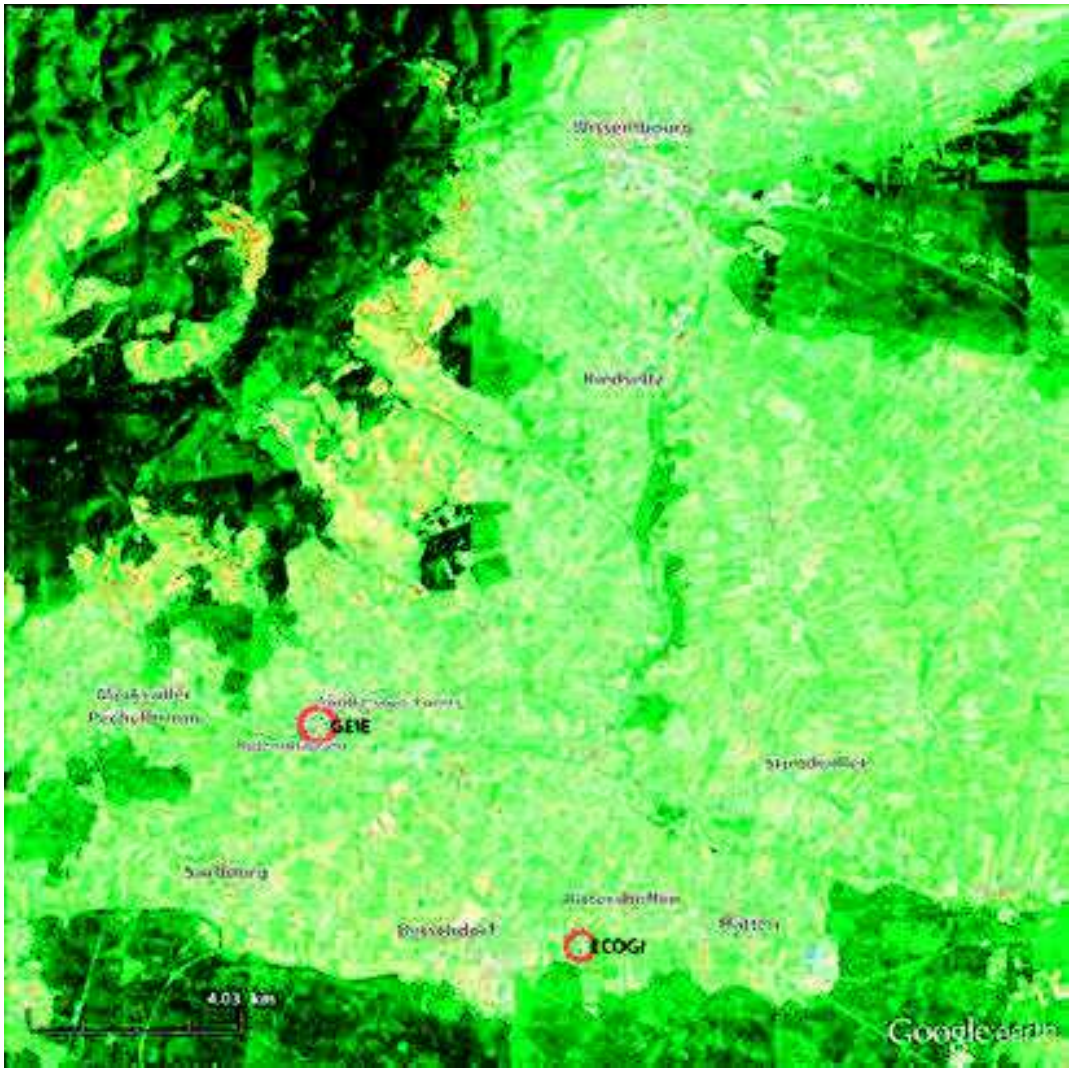


FIGURE 2.13 – Image optique Google de la zone française couverte par le suivi géodésique. Les cercles rouges localisent les deux sites de géothermie profonde.

de la source était à l'origine de 65°C.

Cette partie de l'Outre Forêt est riche en terre argileuse. Les villages de Betschdorf et de Soufflenheim sont réputés pour son utilisation en poterie. Il existe également des exploitations d'argile par des tuileries et briqueteries actuelles et anciennes. Il y a des témoignages d'exploitations d'argile qui remontent au Moyen-âge à Hatten.

Mais la région est surtout connue pour son histoire pétrolière.

L'histoire pétrolière

La zone bénéficie d'une anomalie de température qui a permis la maturation des hydrocarbures. La figure 2.14 montre la localisation des champs pétroliers et leur proximité avec les anomalies de température. L'histoire pétrolière de la zone d'étude a joué un rôle majeur dans le développement de la géothermie. Cette partie résume cette histoire, essentiellement à partir des informations fournies par le Musée du Pétrole et par Daniel Rodier.

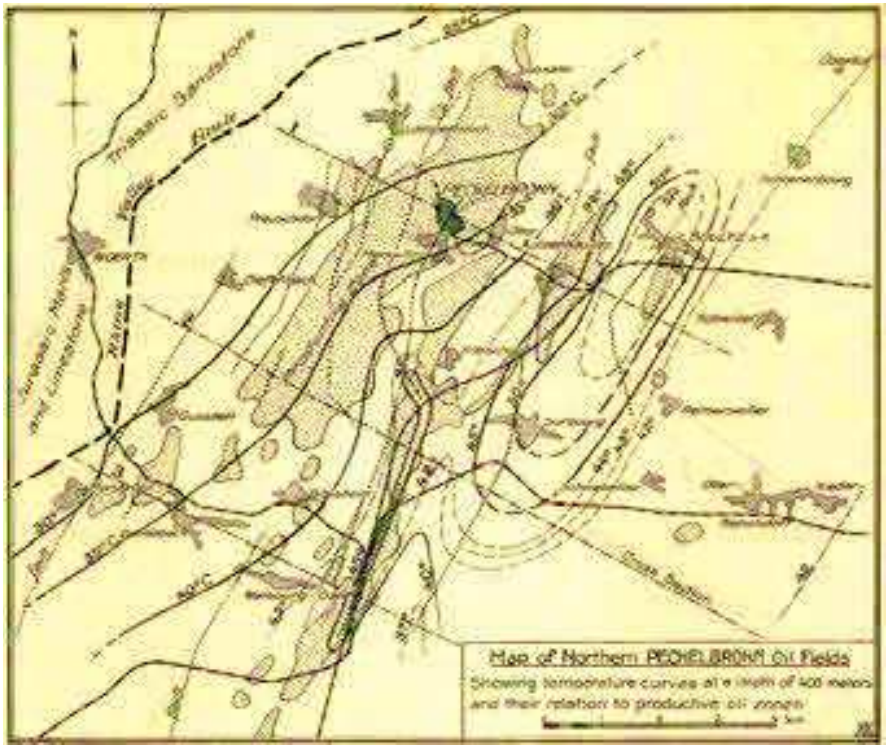


FIGURE 2.14 – Isolignes de l'anomalie de température à 400 mètres de profondeur par Haas et Hoffmann (1929). Motif à rayures, villages ; motifs à points, champs pétroliers ; ligne en pointillées, failles ; ligne en tiret, faille rhénane ouest.

La première mention de l'utilisation de pétrole est datée de 1498 dans l'ouvrage de l'historien Jacob Wimpheling selon le Musée du Pétrole à Pechelbronn [3]. Ce qui fait de Merkwiller-Pechelbronn le premier site d'exploitation du pétrole connu en Europe (Soyk, 2015).

Le nom de Pechelbronn fait référence au pétrole. "Pechelbronn" a pour origine "Baechel-Brunn" qui signifierait la source du ruisseau, en référence à la source bitumineuse. Mais l'interprétation est contestée suivant l'origine attribuée au radical 'Pech'. Pech proviendrait soit de 'Baecher', soit de 'Pech', ce qui se traduit par, respectivement, 'fontaine du ruisseau' ou 'fontaine de poix'.

3. http://www.musee-du-petrole.com/

L'exploitation industrielle de pétrole se développe après la soutenance de la thèse de doctorat en médecine de Jean Théophile Hoeffel en octobre 1734. Sa thèse est intitulée *"Historia Balsami Mineralis Alsatici sev Petrolei Vallis Sancti Lamperti"* (Stadler et Harrowfield, 2011). Elle est traduite en français en 1997 par "Histoire du baume minéral alsacien ou pétrole de la vallée de Saint-Lambert". La thèse parle des vertus de l'huile de Pechelbronn. Jean Théophile Hoeffel y fait référence à "Baechel-Brunn", l'origine de nom de la localité.

Louis Pierre Ancillon de La Sablonnière est le premier exploitant industriel du bitume de Pechelbronn, il l'exploite de 1740 à 1760. Il fore le premier puits pétrolier en 1745 à 9,75 m de profondeur. En 1761, Antoine Le Bel prend des parts de société de pétrole qu'il partage avec la veuve de La Sablonnière. Puis devient propriétaire en 1769. Plusieurs générations de la famille Le Bel vont se succéder. Le domaine Le Bel ainsi qu'une ferme sont construits en 1805 par Marie-Joseph Achille Le Bel, le fils d'Antoine Le Bel. Cette ferme va permettre le développement de recherches en agriculture parallèlement au développement de l'industrie pétrolière. Le fils de Marie-Joseph Le Bel, Louis-Frédéric Achille, y réalise des expérimentations en agriculture avec Jean-Baptiste Boussingault (1802-1887) qui est entré dans la famille Le Bel par son mariage avec Adèle Le Bel, la soeur de Marie-Joseph en 1836. Jean-Baptiste Boussingault fera des découvertes en agriculture, il y développe et publie notamment *L'économie rurale considérée dans ses rapports avec la chimie, la physique et la météorologie.* en 1843-44. Joseph Achille Le Bel (1847-1930), le chimiste renommé, appartient à la quatrième génération, il est le fils de Louis-Frédéric Achille. Il va découvrir des gisements d'huile légère et de gaz grâce au premier forage mécanique en 1879. Ses travaux vont fonder la chimie organique.

L'exploitation industrielle commence par l'exploitation du sable bitumineux à partir de galeries, le bitume se trouve dans des lentilles de sable à une profondeur de l'ordre de 80 mètres. Les forages permettent ensuite de gagner en profondeur où l'huile est plus fluide. Un système permet de la recueillir par suintement. Le forage mécanique mis en place en 1879 va permettre de gagner en profondeur et de récupérer l'huile par pompage entre 300 et 700 m de profondeur, puis jusqu'à 1200 m. A partir de 1917, Paul de Chambrier développe l'exploitation avec le forage de 8 puits et un réseau de environ 430 km de galeries entre 150 et 400 m de profondeur. Les puits sont réalisés entre 1917 et 1948, leur profondeur varie entre 150 et 400 m et leur diamètre entre 3,5 et 4,6 m (Lebon et al., 1985). Ce système original d'exploitation va fonctionner jusqu'en 1962.

Le site pétrolier a fermé en 1970. Des déchets chimiques ont été déposés dans les puits et ont rempli les galeries. Les friches pétrolifères s'étendent sur 27 km ce qui correspond à 120 km^2 ([4]). Il y a quatre terrils au niveau des puits dont certains présentent un risque de fluage, notamment le terril Clémenceau qui se situe dans la commune de Pechelbronn (Vial, 2000).

4. http://www.brgm.fr/activites/apres-mine/unite-territoriale-apres-mine-utam-est

Le site pétrolier est également un site historique pour la géophysique, les frères Marcel et Conrad Schlumberger y ont réalisé le premier carottage électrique dans le monde en 1927. Maintenant le groupe Schlumberger est leader mondial dans le domaine para-pétrolier.

Les connaissances acquises par les nombreux sondages pétroliers et études menées dans les environs de Merckwiller-Pechelbronn ont permis une bonne connaissance des anomalies de températures de la zone (figure 2.14, Haas et Hoffmann, 1929). Environ 5 000 forages sont réalisés au XXes. La quantité d'information disponible ainsi que la localisation de l'anomalie de température ont été les arguments pour sélectionner la localisation du site de recherche en géothermie profonde entre les localités de Soultz-sous-Forêts et de Kutzenhausen.

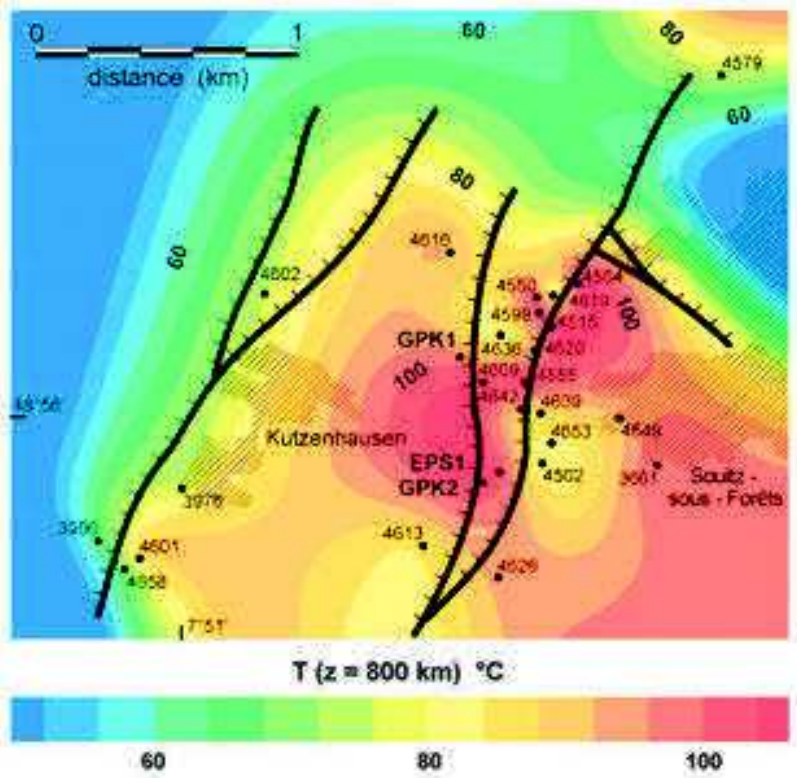


FIGURE 2.15 – Détail de l'anomalie de température (°C) à 800 m de profondeur entre Soultz-sous-Forêts et Kutzenhausen. Lignes noires, failles principales, faille de Kutzenhausen à gauche, faille de Soultz à droite ; cercles noirs, localisation des forages ; zones hachurées, villages (source : Clauser et al., 2002).

Le site de Soultz-sous-Forêts

Historique Le site de recherche de Soultz-sous-Forêts est implanté en 1987 entre les villages de Soultz-sous-Forêts et Kutzenhausen en Alsace du Nord. Il

est un des deux sites historique de géothermie profonde français, avec Bouillante en Guadeloupe. Au départ, il s'agissait d'un projet de recherche d'exploitation géothermale HDR (*Hot Dry Rock*) franco-allemand. Le but était d'exploiter la chaleur de la roche en y injectant de l'eau douce qui se réchaufferait au contact de la roche. Dans ce type de système, l'échangeur de chaleur est créé artificiellement par fracturation hydraulique de la roche. Or il s'est avéré que de l'eau circulait naturellement à des profondeurs pluri-kilométriques dans un granite naturellement fracturé. Le projet a permis de développer de nouvelles techniques et s'est converti en EGS (cf. le paragraphe 1.2 sur les EGS). Genter et al. (2009, 2010) retracent l'historique de Soultz et les apports scientifiques des recherches menées sur le site. Les sites de Landau, d'Insheim et de Rittershoffen se sont développés à partir des connaissances acquises à Soultz.

En 2001 est créé le groupement européen d'intérêts économiques d'exploitation minière de la chaleur (GEIE-EMC) [5]. Ce groupement était constitué de EDF, électricité de Strasbourg, EnBW, Pfalzwerke, Steag et Bestec. En 2016, les principaux membres industriels sont ÉS, EnBW, et Bestec. L'objectif de ce groupement est de produire de l'électricité à partir de la chaleur. Le site est raccordé au réseau électrique en 2011 pour une production de 1 MWe. C'est le premier site EGS au monde a avoir prouvé que l'on pouvait produire de l'énergie à partir d'un granite profond. Le système de production d'électricité utilise un fluide organique qui sert de fluide caloporteur dans la boucle secondaire, ce système géothermal est appelé ORC (*Organic Rankine Cycle*). Le site devient un projet industriel en 2016. L'objectif est de produire 11,4 MWth en chaleur et 1,4 MWe net en énergie électrique (1,7 MWe brut).

Description Le site géothermal de Soultz se situe dans la partie du Fossé rhénan où est identifiée la plus forte et la plus large anomalie de température à 1 kilomètre de profondeur (figure 2.11). Il comporte 4 puits de géothermie appelé GPK, Géothermie Puits Kutzenhausen, du nom de la commune sur laquelle est implanté le site. Le site se divise en réalité en deux sites. Le premier site est celui du premier forage (GPK1), il se situe entre les villages de Soultz-sous-Forêts et de Kuntzenhausen. Le site principal d'exploitation avec les trois autres forages (GPK2, GPK3, GPK4) se situe à 400 m au au SSE, entre Soultz-sous-Forêts et Surbourg (figure 2.17). Les deux sites sont en alignement par rapport à la faille de Kutzenhausen (figure 2.15).

Les forages atteignent un horst en profondeur où se situe la plus forte anomalie de température (Renard et Courrioux, 1994; Genter et Traineau, 1996; Genter et al., 2010; Guillou-Frottier et al., 2012) (figures 2.8, 2.16 et 2.18).

La localisation en surface des puits est présentée sur la figure 2.17.

GPK1 : 1er forage, réalisé en 1987 à 2000 m de profondeur en puis re-foré en 1992 jusqu'à 3600 m. Son profil géologique est présenté dans Genter et Traineau

5. http://www.geothermie-soultz.fr/campagne/

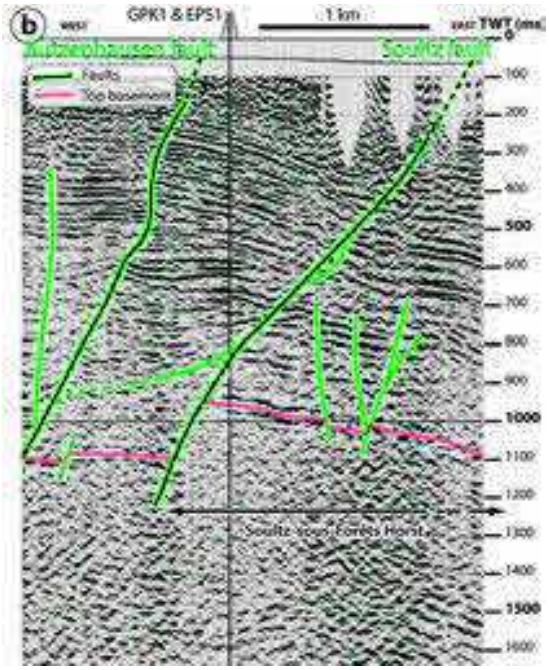


FIGURE 2.16 – Interprétation sismique d'après Place et al. (2010, 2011) selon un profil est-ouest au niveau de Soultz. Le puits GPK1 intersecte la faille de Soultz et s'enracine dans le horst de Soultz en profondeur.

FIGURE 2.17 – Localisation des 5 puits de Soultz par projection verticale de la trajectoire horizontale des puits (source : Dezayes et al., 2005).

(1996) et Genter et al. (2010)

GPK2 : forage réalisé en 1995 jusqu'à 3878 m de profondeur, puis jusqu'à 5090 m en 2000

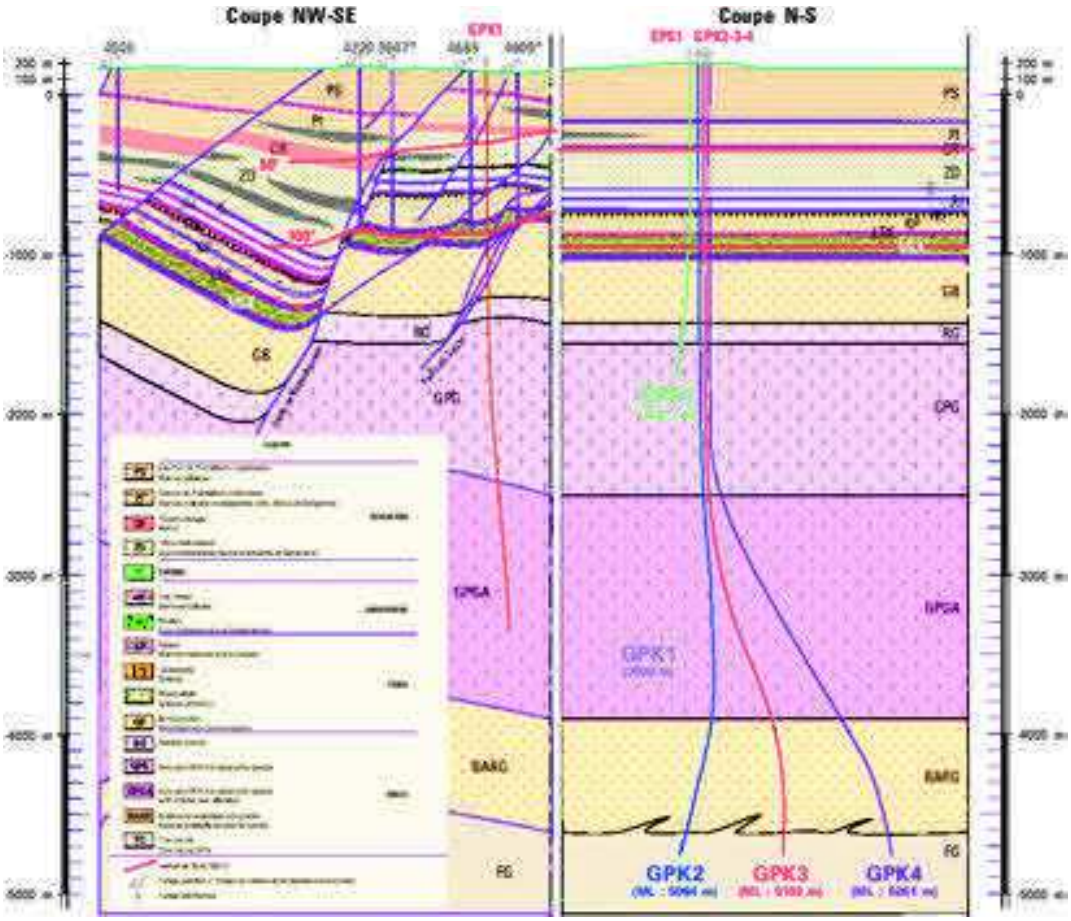


FIGURE 2.18 – Coupes géologique NO-SE (à gauche) et N-S (à droite) des puits de Soultz. (source : Schindler et al., 2010).

GPK3 : forage réalisé en 2002 jusqu'à 5 km de profondeur

GPK4 : forage réalisé en 2004 jusqu'à 4985 m de profondeur

Il y a également un puits d'observation EPS-1 qui est un ancien forage pétrolier approfondi à 2230 m de profondeur (Genter et Traineau, 1996; Ménillet et al., 2015). La couverture sédimentaire est de 1,4 km (figure 2.18). Les principaux réservoirs géothermaux se situent dans le granite et dans le Trias. Les puits traversent différents types de réservoirs géothermaux. Ces réservoirs sont liés à la présence de zones fracturées ou de failles locales. Le premier réservoir est un réservoir entre 0,8 et 1,2 km de profondeur dans les couches sédimentaires. Le premier réservoir granitique se situe entre 1,4 et 2,5 km de profondeur, le deuxième entre 3,4 et 3,6 km et le troisième à plus de 4,5 km de profondeur (Vidal et al., 2015).

Chronologie Le site était en travaux pendant le suivi géodésique, quelques tests ont cependant été réalisés. La centrale a été démantelée en 2015 et recons-

truite en 2016. Les travaux de reconstruction ont débuté en janvier 2016 et se sont achevés en juin 2016. La centrale a redémarré en juillet 2016 avec une configuration en triplet. Le puits producteur est GPK2 muni d'une nouvelle pompe à arbre long ou *Line Shaft Pump* (LSP). La pompe puise l'eau du puits à 300 m de profondeur. L'eau géothermale est ré-injectée par les puits GPK4 et GPK3. Les puits utilisés par cette configuration sont tous à une profondeur d'environ 5 km. L'eau géothermale est donc réinjectée dans le granite.

Le site de Rittershoffen

Localisation Le second site de géothermie est implanté au sud-ouest du village de Rittershoffen, à un peu moins de 6,4 km à vol d'oiseau du site de Soultz. Le site de géothermie est issu d'un projet industriel de géothermie appelé ECOGI, son acronyme signifie Exploitation de la Chaleur d'Origine Géothermique pour l'Industrie (Baujard et al., 2015). ECOGI est une société avec comme actionnaire le groupe ÉS [6], l'industriel Roquette Frères et la Caisse des Dépôts. Le projet vise à utiliser la chaleur géothermale pour alimenter l'usine agro-alimentaire Roquette [7] qui est leader mondial de transformation d'amidon. L'usine Roquette est basée à Beinheim, à une quinzaine de kilomètre de la centrale. Cette usine a un besoin très important de chaleur pour sa production et s'est engagée dans l'utilisation d'un mélange de production énergétique à 75% renouvelable. La part de l'énergie géothermale représente 25% des besoins énergétiques, 50% d'énergie provient de la biomasse. Le choix de la position de l'implantation du site de production géothermale, à distance de l'usine, se justifie par sa forte potentialité en ressource géothermale. L'implantation de la centrale à Beinheim, plus proche de l'usine Roquette aurait nécessité une plus grande profondeur de forage pour accéder à une température suffisante. Les couches sédimentaires sont bien plus épaisses proche du Rhin comme on peut le voir sur la coupe de la figure 2.8.

Objectifs de la centrale Le projet ECOGI est le premier projet EGS à objectif industriel en France. Les objectifs de la centrale sont de fournir l'usine en chaleur à partir d'une production en continu (24h sur 24h et 7 jours sur 7 jours) de 24 MWth à 160°C. La centrale est mise en route en mai 2016.

La chronologie Le premier forage GRT-1 (Géothermie RiTtershoffen 1) a été foré pendant le deuxième semestre 2012, du 26 septembre 2012 au 24 décembre 2012. Le puits GRT-1 a été stimulé en juin 2013. Le deuxième forage GRT-2 a été foré du 24 mars 2014 au 15 juillet 2014. Le puits GRT-2 est passé en phase de production fin mai 2016. La centrale a été inaugurée officiellement le 7 juin 2016.

6. http://www.es-geothermie.fr
7. http://www.roquette.fr

Description Le puits GRT-1 est vertical, il atteint 2580 mètres de profondeur. Il intersecte la faille dite de Rittershoffen. Cette faille a une orientation quasi nord-sud de plongement ouest. Elle est la bordure occidentale du horst de Rittershoffen. Le puits GRT-2 a une trajectoire déviée vers le nord. Il intersecte la zone de faille de Rittershoffen au nord du forage GRT-1. Le forage atteint une profondeur verticale de 2708 m et a une longueur de 3196 m. La coupe technique des puits et l'analyse stratigraphique se trouve dans Duringer et Orciani (2014). Les deux puits sont ouverts à partir de environ 1900 m de profondeur, où ils traversent le Buntsandstein avant d'atteindre le socle granite à 2150 m de profondeur. La sismicité est surveillée par un réseau de stations sismologiques dédiés (Maurer et al., 2015).

Le site de Landau (Allemagne)

Le contexte

La ville de Landau se situe dans la Rhénanie-Palatinat au sud-ouest de l'Allemagne. La ville se situe à 7 km de la faille bordière ouest. Les environs de Landau sont constitués de petits blocs géologiques reliés par un réseau de failles dont certaines ont été identifiées comme actives tectoniquement (Peters, 2007; Peters et van Balen, 2007). Comme à Soultz, l'anomalie de température est située près d'un horst, le horst de Nußdorf au nord de Landau. La couverture sédimentaire est de l'ordre de 3 km au niveau des puits (coupe 3, figure 2.19).La zone de Landau bénéficie d'une anomalie de température qui a permis la maturation des hydrocarbures (figure 2.11). Elle contient la plus grande exploitation pétrolière du Fossé rhénan en activité. Le pétrole est exploité depuis 1955 par l'entreprise Wintershall au nord et à l'est de la ville. L'entreprise a produit environ 4,5 million de tonnes de pétrole depuis 1955 en prenant en compte la production des environs de Landau jusqu'à 20 km. Environ 50 tonnes sont produites par jour et environ 20 000 tonnes par an. Les puits permettent une production multi-couches, leur profondeur peut atteindre 1800 mètres. En 2015, il y avait environ 65 puits en production et une vingtaine de puits en injection. L'exploitation pétrolière est principalement localisée au nord de Landau, au niveau du horst de Nußdorf, et à l'est de Landau (figure 2.20).

La centrale de géothermie profonde de Landau

Le projet de Landau a bénéficié des connaissances acquises sur le site de recherche de Soultz-sous-Forêts (Baumgärtner et al., 2007; Genter et al., 2010). Le projet de centrale de géothermie profonde a débuté dans les années 2000. C'est un système EGS en doublet avec la technologie ORC. Le premier forage (GtLa1) est réalisé en 2005 sur une distance de 3300 m, jusqu'à 3000 m de profondeur. Le puits est dévié vers l'ouest de 29°, à une distance horizontale de 1000 m. Le

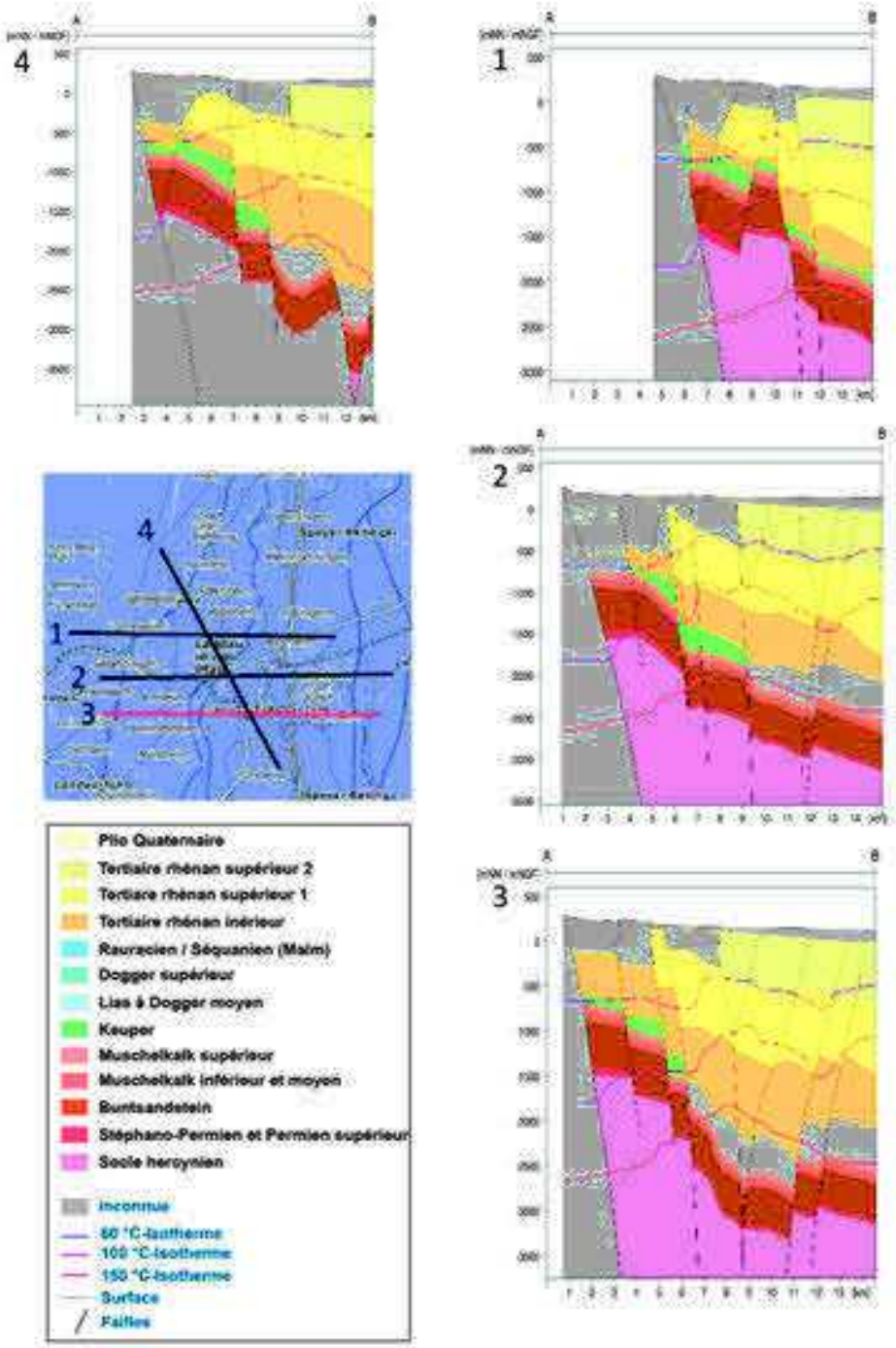


FIGURE 2.19 – Coupes géologiques de Landau (d'après : GeORG, http://www.geopotenziale.eu). Les coupes 1, 2 et 3 sont des coupes ouest-est, la coupe 3 passe aux environs des puits de géothermie (entre le kilomètre 8 et 9).

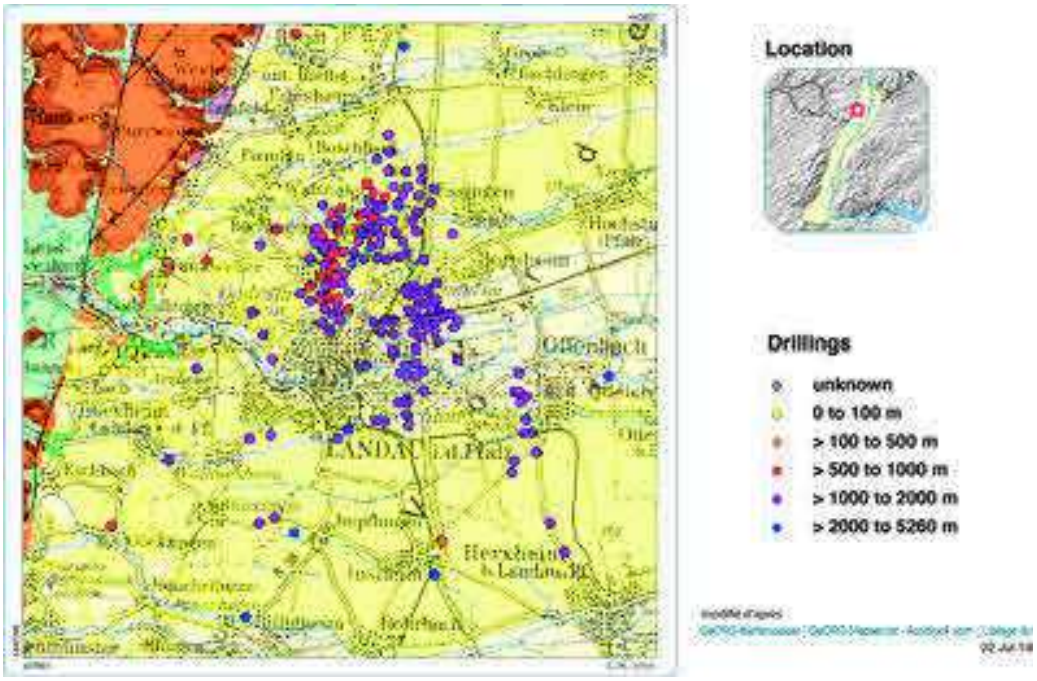


FIGURE 2.20 – Localisation des forages dans les environs de Landau sur fond de carte géologique (d'après : GeORG, http://www.geopotenziale.eu). Les couleurs indiquent les profondeurs. Le site de géothermie de Landau est au sud de la ville, les puits correspondent au point bleu. Le forage de la centrale géothermale d'Insheim est également indiqué en bleu au niveau du village d'Insheim au sud de Landau. Les puits de pétrole sont à des profondeurs comprises entre 500 m et 1800 m (couleurs rouge et mauve). Ils se situent essentiellement au nord et à l'est de Landau.

deuxième puits (GtLa2) est foré au début de l'année 2006 à une profondeur de 3000 m sur une distance de 3340 m. Le puits est dévié vers l'est. La distance horizontale entre les deux puits est environ de 1500 m en profondeur et de 6 m sur la plateforme. Les puits intersectent des failles de direction quasi nord-sud (Evans et al., 2012). Ils sont ouverts dans le socle cristallin et sur une partie de sa couverture sédimentaire.

Des tests de circulation ont été réalisé au printemps 2007. La centrale a été inaugurée officiellement le 21 novembre 2007. Sa puissance maximale est de 3,6 MWe et de 7 MWth. Elle fournie une eau thermale à environ 160°C avec un débit entre 50 et 70 l/sec (Daldrup, 2015). L'investissement financier est de 21 millions d'euros. La particularité de Landau est sa localisation en milieu urbain.

La centrale d'Insheim

À 4,2 km au sud-est de Landau, se situe une autre centrale de géothermie profonde, la centrale d'Insheim qui fonctionne en doublet. Le premier puits GTI-

1 a été foré en 2008 et le deuxième puits, GTI-2 a été foré en 2009. Cette centrale est en activité depuis 2012. La centrale a une capacité de production de 4,3 MWe (Weber et al., 2015).

Tableau comparatif des sites de production

Le tableau 2.1 présente les caractéristiques des puits de production des différents sites abordés ici. Il existe également des mesures de température de ces puits de production par mesure chimique et isotopique. Sanjuan et al. (2016) ont réalisé ces mesures, les températures sont respectivement de 180°C, 160°C, 165°C, 168°C à Soultz (GPK2), Rittershoffen (GRT-1), Landau (GTLa-1), et Insheim (INSH).

TABLE 2.1 – Tableau des caractéristiques des sites de production. La profondeur est la profondeur verticale (TVD) sauf pour Insheim où il s'agit de la longueur.

Site	Température de production (°C)	Débits (l/s)	Profondeur (m)
Soultz	165°C	30-35 l/s	5000 m (TVD)
Rittershoffen	165°C	70 l/sec	2708 m (TVD)
Landau	160°C	74 l/sec	3000 m (TVD)
Insheim	165°C	70-85 l/sec	3800 m

Chapitre 3

Les méthodes géodésiques

3.1 Introduction

Cette partie présente les méthodes que j'utilise dans mon travail. Car avant de m'intéresser à mon sujet d'étude, j'ai besoin de connaître (i) ce que ces méthodes me permettent de mesurer et (ii) comment puis-je faire pour parvenir aux meilleurs résultats sur mon objet d'étude, c'est-à-dire la mesure du déplacement du sol lié à des sources de déformations en profondeur.

J'ai réalisé mes mesures à partir des outils de la géodésie spatiale que sont le GNSS et le SAR. Ces deux méthodes géodésiques utilisent des ondes électromagnétiques qui se propagent à partir des satellites. Le récepteur GNSS va enregistrer le signal des ondes des différents satellites qui le survolent (satellites GPS, GLONASS), l'acquisition se fait localement au niveau de la station GNSS. Pour l'image SAR, le satellite est à la fois émetteur et récepteur de l'onde électromagnétique. Cette onde est émise avec une inclinaison par rapport à la verticale, à la droite du satellite.

Le système GNSS est donc passif de point de vue terrestre, le couple antenne-récepteur capte le signal satellitaire et l'enregistre. La méthode SAR est une méthode active, l'émission et la réception du signal se fait au niveau du satellite. De plus, le satellite doit être programmé pour survoler et imager la zone d'étude, notamment pour l'acquisition du satellite TerraSAR-X utilisé ici.

Les deux systèmes nécessitent un système de référence qui permet de retrouver la position des satellites et de référencer la position des mesures.

Le positionnement absolu se fait en référence à un réseau international de référence terrestre, nommé l'ITRF, acronyme de l'anglais *International Terrestrial Reference Frame* (Altamimi et al., 2011). L'ITRF est recalculé et mis à jour régulièrement. La précision du référencement et les paramètres pris en compte augmentent avec le temps. Le GNSS est la seule mesure qui permette un positionnement absolu.

3.2 Notions sur les ondes radar

L'acquisition des données satellitaires obéit aux lois de propagation d'onde électromagnétiques. Les ondes électro-magnétiques des mesures GNSS et SAR appartiennent à la bande de fréquence des ondes radar (*Radio Detection And Ranging*).

Les deux méthodes utilisent l'analyse de la phase pour mesurer le déplacement (figure 3.1). La longueur d'onde λ est reliée à la fréquence f selon l'équation suivante :

$$\lambda = \frac{c}{f} \tag{3.1}$$

avec la vitesse de la lumière $c = 3,00.10^8$ m.s^{-1}

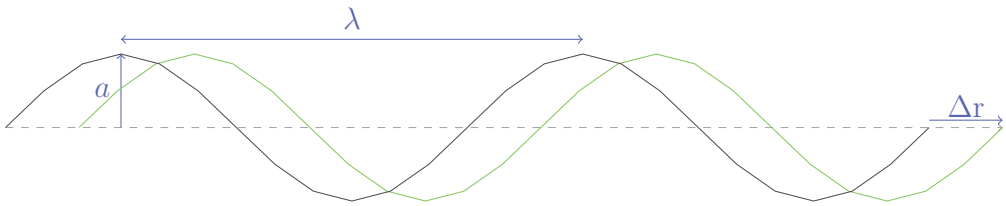


FIGURE 3.1 – Schéma de propagation d'une onde d'amplitude a et de longueur d'onde λ. Le calcul du déplacement se fait à partir de l'écart Δr entre les deux ondes.

L'onde utilisée en GNSS est une onde directe, l'onde utilisée en SAR est une onde indirecte, c'est l'écho renvoyé au niveau de l'antenne après avoir été réfléchi sur la surface terrestre. En imagerie SAR, l'onde émise par le satellite sera réfléchie ou non vers le satellite selon la rugosité du sol. Une surface plane telle un bassin d'eau, ne renverra pas de signal au satellite émetteur. La rugosité du sol détermine ainsi l'amplitude de l'onde réfléchie, plus le réflecteur sera orienté perpendiculairement à l'onde incidente, plus l'amplitude du signal sera élevée.

3.3 État de l'art

Les applications des méthodes GNSS et InSAR sont nombreuses. Elles couvrent différentes échelles spatiales et temporelles pour l'étude de phénomènes tant superficiels que profonds. Voici quelques exemples d'objets d'étude :

- les déplacements des plaques tectoniques, le cycle sismique et les déplacements asismiques (Massonnet et al., 1993; Fialko et al., 2005; Burgmann et al., 2006; Masson et al., 2007; De Michele et al., 2011),
- les effets des surcharges atmosphériques et tidales,
- le suivi des phénomènes naturels ou d'aléas à l'échelle locale
  - les processus magmatiques (Beauducel et al., 2000; Puglisi et Bonforte, 2004; Bonforte et Puglisi, 2006; Doubre et Peltzer, 2007; Hooper et al., 2012),
  - les glissements de terrain (Delacourt et al., 2007, 2009),
  - les glaciers (Gourmelen et al., 2011).
- le suivi de sites d'exploitation ou de stockage (mine, hydrocarbures, CO_2)
  - le suivi de mines (Carnec et Delacourt, 2000; Gourmelen et al., 2007; Raucoules et al., 2009; Caro Cuenca et al., 2013),
  - le suivi de réservoir d'hydrocarbures (Klemm et al., 2010; Ferretti et al., 2011),
  - le stockage de CO_2 (Rohmer et Raucoules, 2012),

— le suivi des aquifères (Burbey et al., 2006; Biessy et al., 2011; Moreau et Dauteuil, 2013; Amos et al., 2014),
— le suivi des déformations intra-urbaines (Amelung et al., 1999; Dixon et al., 2006; Osmanoğlu et al., 2011).

Les études qui se rapprochent le plus de l'application à la géothermie sont les suivis de sites d'exploitation ou de stockage et aussi le suivi d'aquifères où les déplacements sont millimétriques. La capacité de ces méthodes d'imager ces différents processus signifie aussi que ces méthodes sont sensibles à ces processus, notamment les processus globaux. Et qu'il convient donc de les connaître afin de pouvoir discriminer dans la mesure géodésique la part qui se rapporte à l'objet d'étude ciblé.

3.4 La méthode *Global Navigation Satellite System* (GNSS)

Introduction

Le GNSS est un outil de la géodésie spatiale depuis les années 1980. Le GNSS mesure le déplacement en 3D. Le positionnement a une précision de 5 m à 1 mm, suivant les corrections appliquées. On peut généralement s'attendre à une précision de 1 à 3 mm en horizontal et à une précision 2 à 3 fois moindre pour la composante verticale (de 5 à 7 mm).

L'objectif de cette étude est d'étudier la pertinence de la mesure des déplacements de surface au long court à proximité des sites de géothermie profonde à partir de la géodésie spatiale. La zone d'observation appartient à l'URG dont les déplacements tectoniques sont faibles (cf. chapitre 2 & Nocquet, 2012; Fuhrmann et al., 2015a; Masson et al., 2016). Les déplacements attendus liés à l'activité géothermale sont également faibles voire imperceptibles du fait de la profondeur des échanges géothermaux et du fait que le système est en recharge constante, l'eau géothermale est pompée par un puits puis ré-injectée par le puits de réinjection dans le système en doublet. Pour les techniques qui utilisent plusieurs puits comme à Soultz (triplet) la pression est atténuée du fait de la répartition de la charge.

Le signal GNSS

Le GNSS est le terme générique qui englobe les différents systèmes satellitaires de positionnement terrestre. Le premier système de positionnement est le *Global Positioning System* (GPS) développé par l'armée américaine dans les années 1970 et opérationnel depuis les années 1990. Les autres systèmes de positionnement sont le GLONASS, mis au point par la Russie, BEIDOU, par la Chine et

GALILEO par l'Europe. Le traitement que j'utilise dans ce travail me permet uniquement de traiter les données GPS.

Le GPS comprend une constellation d'une trentaine de satellites qui orbitent à environ 20200 km d'altitude à une inclinaison d'environ 55° sur 6 plans orbitaux. Le temps de révolution du satellite est d'un demi-jour sidéral, soit environ 11 h 58 min. Le nombre de satellite actif varie dans le temps, il y a au minimum 27 satellites actifs pour maintenir une couverture spatiale suffisante. Les satellites émettent en continu sur deux porteuses en bande L, L1 et L2 (tableau 3.1). La bande L1 contient un code d'acquisition grossière de navigation appelé C/A (pour *Coarse Acquisition*) et un code de précision, appelé P (*Precise*). La bande L2 contient uniquement le code P. Chaque satellite est équipé d'une horloge atomique. La distance entre le satellite et le récepteur est déduite de l'écart entre l'heure du satellite et celle du GPS. L'écart entre l'heure du satellite et l'heure du récepteur multiplié par la vitesse de la lumière. En réalité, il existe à la fois des erreurs d'horloge du récepteur et du retard accumulé lors du parcours de l'onde électro-magnétique. La distance ainsi calculée est appelée pseudo-distance.

Table 3.1 – Caractéristiques du signal GPS

Bande/code	fréquences	longueur d'onde
L1	1,57542 GHz	19,0 cm
L2	1,22760 GHz	24,4 cm
code P	10,23 MHz	30 m
code A/C	1,023 MHz	300 m

On peut se référer à par exemple Dixon (1991) ou Hofmann-Wellenhof et al. (2008), pour un développement sur la théorie du signal GNSS.

Le signal GNSS est enregistré au niveau du récepteur GNSS suivant le format du constructeur. Le fichier d'enregistrement est converti (si besoin) en un format d'échange international, le format RINEX (Gurtner et Estey, 2009) par le programme TEQC (*Translating, Editing, Quality Checking*, Estey et Meertens, 1999) pour son traitement. Le programme TEQC permet également de faire un contrôle qualité de la donnée.

Les sources d'erreur et d'imprécision

L'objectif de cette étude est d'étudier les déplacements du sol. Pour cela, il faut s'affranchir des autres sources de déplacements.

Afin de comprendre la mesure GPS, il convient de comprendre quelles sont les différentes perturbations et sources de déplacements qui affectent l'antenne. Plusieurs sources sont à distinguer :

— les erreurs de positionnement du satellite (les orbites),

— les perturbations du signal GNSS (pendant son trajet jusqu'à l'intérieur de l'antenne),

— les différentes sources de déplacements qui ne nous intéressent pas dans cette étude.

Les orbites

Les erreurs de position orbitale de satellites, appelées erreurs d'éphémérides, sont dues à l'attraction de la Lune et du Soleil et à la pression de la radiation solaire sur le satellite. La précision des orbites augmente avec le temps (cf Griffiths et Ray, 2009, fig. 1). Les orbites utilisées pour ce travail sont les orbites précises délivrées sous une vingtaine de jours après la mesure par l'International GPS Service [1] (IGS).

La connaissance précise de la position du centre de phase de l'antenne du satellite a également un impact sur le positionnement (Ge et al., 2005), cela concerne notamment les solutions GNSS qui utilisent un réseau global, ce qui ne sera pas le cas ici.

L'atmosphère

Le signal GNSS, comme toute onde électro-magnétique, va subir des perturbations pendant son trajet. Suivant les couches atmosphériques traversées, les perturbations vont être de différents ordres.

L'ionosphère Les ondes électro-magnétiques émises par les satellites traversent en premier le milieu conducteur de l'ionosphère, chargé en ions et électrons. L'ionosphère est la couche la plus haute de l'atmosphère, elle est ionisée par le rayonnement solaire, sa base est à environ 350 km d'altitude. La vitesse de propagation de l'onde est affectée par le contenu en particules chargées de ce milieu. On appelle délai ou retard ionosphérique l'effet de ces particules sur le trajet de l'onde. Le milieu ionosphérique est dispersif, le délai dépend du contenu en électrons du milieu traversé, appelé TEC (*Total Electro Content*) et de la fréquence de l'onde. Pour corriger ce délai, il est possible d'utiliser les deux ondes L1 et L2 de fréquence différentes (cf. paragraphe 3.1). La combinaison linéaire (LC) de ces ondes permet de quantifier l'effet ionosphérique au premier ordre et ainsi de corriger le signal de l'effet ionosphérique.

La troposphère La troposphère est la partie inférieure de l'atmosphère. Son altitude est entre 8 à 15 km. L'onde va également être déviée par le passage dans cette couche atmosphérique, l'écart s'appelle le délai troposphérique. Le délai troposphérique contient une partie sèche (hydrostatique) et une partie humide

1. http://www.igs.org

(Saastamoinen, 1972). Ce délai est calculé à partir de la valeur au zénith appelée ZTD (*Zenithal Total Delay*).

$$ZTD = ZHD + ZWD \tag{3.2}$$

avec ZHD, le délai hydrostatique (*Zenithal Hydrostatic Delay*) et ZWD, le délai humide (*Zenithal Wet Delay*). Le délai troposphérique est de 6 à 8 nanosecondes, ce qui correspond à un écart de 1,90 à 2,40 m (Herring et al., 2015a). Sa partie hydrostatique (ou sèche) est modélisée à partir de la pression de surface, la ZHD est bien modélisée. Elle correspond à 90-100 % du ZTD. La partie humide varie entre 0 et 0,4 m (Herring et al., 2015a). Elle contient la vapeur d'eau. Elle est la plus difficile à modéliser, elle est estimée à partir des observations.

Les modèles estiment le délai au zénith puis une fonction de rabattement (*mapping function*) calcule le délai à l'élévation de la position du satellite par rapport à l'antenne d'observation. L'asymétrie azimutale du délai troposphérique n'est pas modélisée mais elle peut être estimée par GAMIT avec le programme `solve`.

La correction du délai troposphère peut être faite de différentes manières, plusieurs fonctions existent :

- la NMF (*Niell Mapping Function*) est empirique (Niell, 1996),
- la VMF1 (*Vienna Mapping Function* Boehm et al., 2006) est réalisée à partir du modèle météorologique ECMWF (*European Centre for Medium-RangeWeather Forecasts*),
- le GMF (*général mapping fonction*) est un développement en harmonique sphérique ajusté sur la VMF (Boehm et al., 2006), l'avantage de la GMF est qu'elle ne nécessite pas de modèle météorologique.

Les effets d'atmosphères se retrouvent également dans les images SAR.

L'environnement de l'antenne

L'environnement de l'antenne ainsi que le matériel d'acquisition peut créer des artefacts dans le signal GNSS.

L'antenne La qualité de l'antenne a une influence sur la qualité du signal enregistré. Il existe des effets d'antenne qui résultent de la distorsion de l'onde électro-magnétique à l'intérieur de l'antenne (Sidorov et Teferle, 2014). Les signaux émis par les satellites atteignent l'antenne GNSS selon un azimut et un angle d'élévation. Il existe un point physique qui est le centre géométrique de l'antenne. Ce point géométrique est à différentier du point électrique où se matérialise l'onde GNSS qui traverse l'antenne et qui est appelé le centre de phase de l'antenne (PCV, *Phase Center Variations*). Le décalage du centre de phase

est appelé PCO (*Phase Center Offset*). La position du centre de phase dépend de l'azimut et de l'élévation, ce n'est donc pas un point fixe. Il existe des modèles selon le type d'antenne pour corriger la position du centre de phase. Ces modèles sont fournis par l'IGS et le NGS. La meilleure correction consiste à faire un calibrage de chaque antenne par méthode empirique. Le réseau SAPOS en Allemagne utilise des antennes qui ont chacune leur propre calibration.

La monumentation L'antenne GNSS est fixé sur un support qui est lui-même fixé au sol. En l'absence d'affleurement, la base du support peut être source de déplacement local. Par exemple le sol subi des déformations thermiques qui peuvent être source de déplacement de l'antenne GNSS. Selon Yan et al. (2009), l'amplitude de cet effet est inférieure à 0,5 mm. Le support de l'antenne subit lui aussi des variations de températures qui peuvent être source de déplacements. Schenewerk et al. (1999) mesurent des variations horizontales saisonnières de 7 mm liés aux expansions thermales du support d'antenne.

Une conséquence indirecte du choix du site d'installation et de la monumentation est l'effet des trajets multiples ou multi-trajets.

Les trajets multiples Les trajets multiples (ou multi-trajets) sont des signaux indirects liés à la géométrie du site (figure 3.2). L'onde électromagnétique issue du satellite peut se réfléchir sur le sol ou un objet dans l'environnement de l'antenne avant d'atteindre l'antenne. La distance de parcours de ces signaux réfléchis est donc supérieure au trajet de l'onde directe.

Les réflexions du signal en champ proche suivent les lois de l'optique physique, et de l'optique géométrique en champ lointain. Mais l'approximation par l'optique géométrique est possible en champ proche (Elósegui et al., 1995). La période d'oscillation dépend de la distance du réflecteur. Et plus l'antenne est élevée par rapport à la surface, moins l'effet est important (Elósegui et al., 1995; King et Williams, 2009).

Les effets de multi-trajet induisent des erreurs sur la position. Ces erreurs ont un impact sur la vitesse si l'environnement proche de l'antenne est modifié pendant la mesure.

La fréquence des multi-trajet augmente avec la faible élévation du satellite par rapport à l'horizon (Bletzacker, 1985; Elósegui et al., 1995). Les multi-trajets varient également en fonction du type d'antenne (Hilla et Cline, 2004).

Il existe des applications en réflectométrie GPS (R-GPS) qui analysent les multi-trajets pour déterminer la hauteur de neige (par exemple : Boniface et al., 2015), l'humidité du sol (par exemple : Löfgren et al., 2014; Roussel, 2015).

Le programme TEQC permet de calculer la valeur des multi-trajets additionnée du bruit du récepteur (Hilla et Cline, 2004).

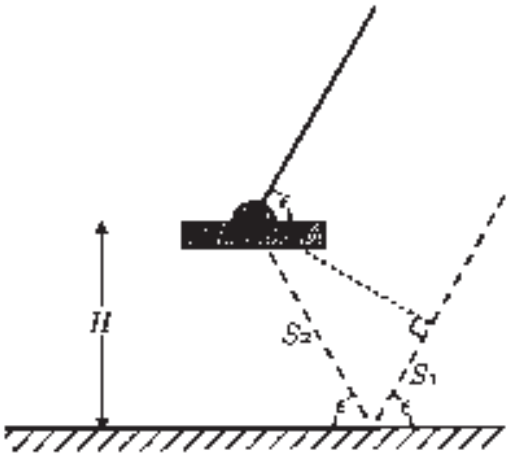


FIGURE 3.2 – Schéma explicatif des trajets multiples (source : Elósegui et al., 1995). Flèche noire, trajet d'une onde directe ; S1-S2, trajet d'une onde réfléchie.

Autres perturbations possibles

L'environnement électro-magnétique de l'antenne peut également perturber le signal GNSS. L'annexe L montre un exemple de perturbation du signal par une antenne hertzienne et un grillage métallique.

Le récepteur génère lui aussi des perturbations. Un exemple de perturbation du signal par le logiciel du récepteur est montré figure 3.13(a).

Les phénomènes cycliques

Certains phénomènes causent des déformations de la Terre qui se manifestent dans les résultats GNSS. Certaines de ces causes peuvent être corrigées lors du calcul des variations de position, d'autres persistent dans les résultats. De plus, un signal périodique créé des perturbations longues périodes dans les estimations GNSS par effet d'aliasing. La période de ces effets dépend de la période de l'élément non ou mal modélisé ainsi que du taux d'échantillonnage de la solution. Pour une estimation journalière de positionnement, comme c'est habituellement le cas, un déplacement de périodicité diurne créera une perturbation annuelle et un déplacement semi-diurne, une perturbation semi-annuelle (Penna et al., 2007).

Les variation saisonnières et sub-saisonnières (Ray et al., 2013) font parties de ces effets. Van Dam et Wahr (1998) font un inventaire des différentes causes de déformations de surface en GPS et en gravimétrie associées aux variations saisonnières et Boy et Hinderer (2006) détaillent les différentes contributions saisonnières pour la gravimétrie qui sont également valables pour le GPS. Les contributions à ces variations sont les effets de surcharge que sont les surcharges hydrologique, océanique et atmosphérique. L'amplitude de ces déformations est maximale pour la composante verticale. Selon Van Dam et Wahr (1998), les

surcharges atmosphériques induisent des déformations de la surface terrestre de l'ordre de 2 cm d'amplitude dans les hautes latitudes, jusqu'à 1 cm d'amplitude pour les surcharges océaniques non tidales au niveau des côtes, et jusqu'à 0,5 cm d'amplitude pour la surcharge hydrologique. Les surcharges océaniques tidales dépendent de l'éloignement par rapport aux côtes, l'amplitude est comparativement de l'ordre de 67 mm près des côtes à Brest, et de 13 mm en Alsace pour la composante verticale (Heimlich et al., 2014, , annexe A), elle est habituellement corrigée par des modèles dans le traitement GNSS.

Le climat du Fossé rhénan est un climat continental. Le maximum de précipitation dans le Fossé se produit en été Minářová (2013).

La variation saisonnière introduit un biais dans l'estimation de la vitesse. Il faut un minimum de 4,5 ans de mesure pour s'affranchir de ce biais selon Blewitt et Lavallée (2002).

Les principaux types de traitement GNSS

Il existe deux types de traitement GNSS en post-traitement :

— le traitement positionnement ponctuel précis (*Precise Point Positioning*, PPP),

— le traitement en double différence (*Double Difference*, DD).

Différents logiciels de traitement correspondant existent, voici quelques exemples que l'on retrouve souvent dans la littérature :

— la suite GAMIT/GLOBK (*GPS Analysis at MIT / Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program*) [2] développée au *Massachusetts Institut of Technology* (MIT) en méthode DD.

— le logiciel BERNESE de l'Université de Bern [3], qui permet le traitement DD et PPP ,

— le logiciel GIPSY OASIS développé par le *Jet Propulsion Laboratory* [4] (JPL) en PPP,

— le logiciel GINS (Géodésie par Intégrations Numériques Simultanées) du CNES [5] en PPP.

Le traitement PPP estime la position absolue de la station GNSS sans faire intervenir d'autres stations GNSS. Le traitement DD détermine le positionnement à partir de lignes de base entre un ou plusieurs points connus au sol et le ou les points d'observation. Le traitement DD a l'avantage d'éliminer les erreurs communes aux différentes stations que sont les erreurs d'horloge des satellites. Le traitement en double-différence permet également de filtrer les processus globaux.

2. http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/
3. http://www.bernese.unibe.ch/
4. https://gipsy-oasis.jpl.nasa.gov/
5. http://grgs.obs-mip.fr/recherche/logiciels)

Et le traitement en DD en ligne de base courtes permet d'avoir une meilleur précision pour les trois composantes et particulièrement pour la composante verticale qui est la moins bien résolue des trois du fait de la géométrie de l'acquisition.

En traitement PPP, la détermination de l'erreur d'horloge est donc critique. Le traitement PPP est moins précis que le traitement DD, le PPP a une précision quasi-centimétrique. Mais le traitement en PPP offre l'avantage d'être plus rapide, car il nécessite moins de données en entrée. Cependant l'écart en temps de calcul est surtout critique pour les réseaux avec un grand nombre de station. Voir King et al. (2002) pour une comparaison des deux méthodes de traitement, ainsi que le travail de Milcent (2013).

La précision du traitement DD a justifié le choix de cette méthode de traitement pour les estimations de déplacements des stations du suivi des sites de géothermie.

3.5 Le traitement en double-différence avec GAMIT/GLOBK

J'ai utilisé la suite GAMIT/GLOBK (Blewitt, 1990; Herring, 2003) dans ce travail avec les versions 10.50 et 10.60 (Herring et al., 2015a,b). Le traitement GAMIT/GLOBK traite uniquement le signal GPS des données GNSS.

Le traitement GAMIT/GLOBK se compose en deux parties.

Le traitement GAMIT calcule les solutions journalières de chaque station. Il utilise différents fichiers de configuration et a la capacité d'intégrer des modèles pour les corrections des effets qui y sont associés.

GLOBK est un filtre Kalman qui combine les solutions d'un premier traitement des données issu de GAMIT. Les données analysées sont les estimations des positions des stations, la rotation de la Terre, les paramètres orbitaux et leur matrice de covariance associée. Il est possible de retirer certaines stations du traitement mais pas de résoudre les problèmes d'ambiguïté de phase ni les paramètres troposphériques. La solution par GAMIT doit donc être suffisamment contrainte.

Le traitement par double-différence nécessité d'utiliser des stations de référence pour le traitement des stations d'observation. Il est judicieux d'utiliser à cet effet des stations dont le positionnement est bien connu, ce qui est le cas des station de l'ITRF (Altamimi et al., 2011). Cependant la couverture du réseau n'est pas toujours suffisamment dense, il peut être nécessaire d'ajouter d'autres stations dans le traitement GPS. L'ensemble des stations utilisées pour le calcul permettent de contraindre les solutions par le nombre d'observation en DD mais vont aussi avoir un impact sur les séries temporelles de l'ensemble des stations.

Cette section montre quelques exemples de cet impact.

L'impact des sauts dans les séries temporelles

Les séries temporelles des stations GNSS sont affectées par des sauts. L'origine de ces sauts n'est pas toujours connue. Elle peut être d'origine naturelle, comme un séisme mais peut aussi être d'origine instrumentale (lors d'un changement de matériel) ou lié à une modification de l'environnement (par les effets des multi-trajets par exemple). Un saut dans la série temporelle va modifier l'estimation de la vitesse de la station. Il est donc nécessaire de pouvoir corriger ces sauts.

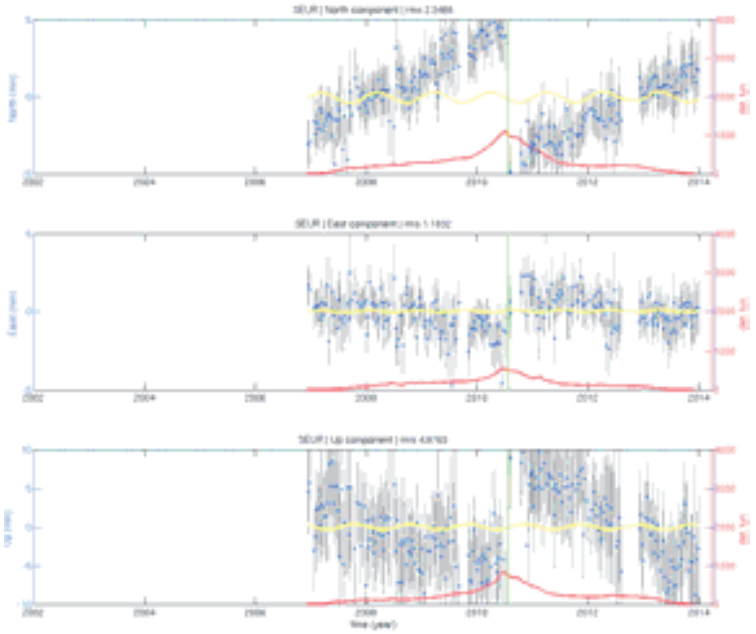
Il est possible d'intégrer les corrections de sauts à différentes étapes du calcul GAMIT/GLOBK. Ainsi un saut lié à un changement de matériel est corrigé à partir du fichier `station.info` pendant le traitement GAMIT. Une autre méthode consiste à corriger la position et/ou dans le fichier `eq_rename`. Les changements de position ou de vitesse, liés ou non à des déformations sismiques, des stations de l'ITRF (Altamimi et al., 2011) sont corrigés à partir d'un tel fichier.

Exemple de sauts dans les séries temporelles

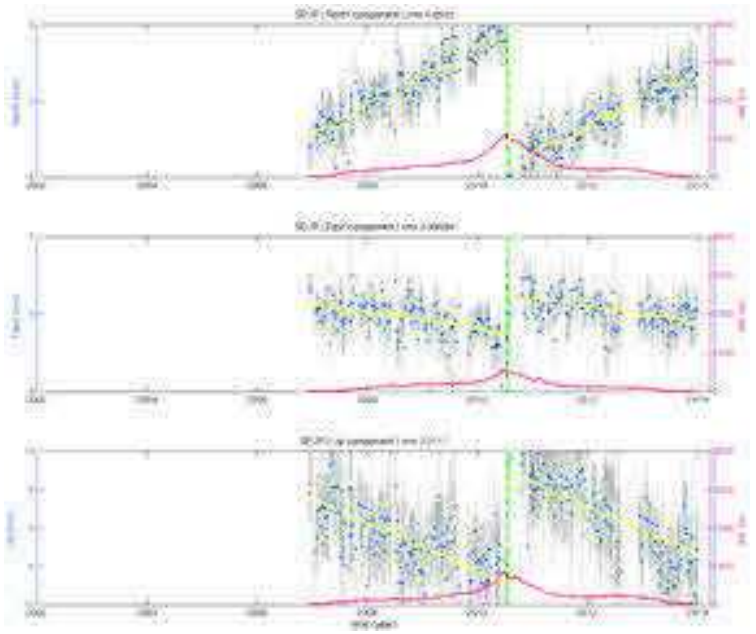
Un exemple de saut est montré en figure 3.3 pour la station SEUR avec le programme de détection de sauts `tsoffset` réalisé par Maximilien Lehujeur (Lehujeur, 2011) que j'ai enrichi de nouvelles fonctions. Ce saut est lié à un changement de matériel de la station SEUR en 2010 (récepteur et antenne), il a lieu exactement à la date du changement. Les trois composantes sont affectées par un saut. Dans ce traitement, le saut est de 8,61 mm, 2,66 mm et 14,0 mm en composantes Nord, Est et Verticale (NEU, *North, East, Up*) suite au changement de matériel. La figure 3.3 montre le calcul de la RMS avant (a) et après (b) la correction du saut de la série temporelle. La RMS est respectivement de 2,35 mm, 1,18 mm et 4,998 mm avant la correction et de 0,85 mm, 0,10 mm et 3,31 mm après la correction en NEU. Les vitesses sont mieux ajustées.

Les sauts des stations de référence

L'impact des sauts sur l'ensemble des estimations de positions des stations du traitement est visible lors de la correction des sauts. Le tableau 3.2 représente les écarts (en mm) des variations de positions entre le traitement initial et le traitement après correction. Les écarts de positionnement absolu ne sont pas pris en compte ici. La correction effectuée sur la position de l'antenne de la station de référence WTZR est de $-0,50$ mm en composante NORD et de -5.00 mm pour la composante EST, la composante verticale n'a pas été corrigée. Cependant on observe dans le résultat une variation de la composante verticale (UP) de $-0,21$ mm, les écarts horizontaux sont quant à eux proches des valeurs des corrections appliquées ils sont de $-0,44$ mm et $-4,24$ mm, respectivement pour la composante NORD et EST. La figure 3.4 montre la série temporelle de la station WTZR pour les trois composantes avant et après la correction d'un saut sur ces composantes horizontales. Les écarts au niveau des sauts suivent une tendance



(a) Calcul de la RMS avant la correction du saut



(b) Calcul de la RMS après correction du saut

FIGURE 3.3 – Série temporelle de la station SEUR pour ses trois composantes (nord, est, vertical) avant et après correction du saut pour le calcul de la RMS. Points noirs, estimations journalières ; barres verticales, barres d'erreurs ; courbe rouge, fonction de détection des sauts ; courbe jaune, modélisation de la variation annuelle ; ligne verte, indication de changement de matériel ; ligne noire discontinue, point d'application de la correction due sauts.

TABLE 3.2 – Écarts relatifs des positions des stations entre les deux traitements après la correction du saut de l'antenne de WTZR

station	*NORTH*	*EAST*	*UP*
correction	*-0.50 mm*	*-5.00 mm*	*0 mm*
WTZR	-0.44 mm	-4.24 mm	-0.21 mm
LAN2	+0.13 mm	+0.78 mm	-0.32 mm
ENTZ	+0.15 mm	+0.77 mm	-0.33 mm
ERCK	+0.15 mm	+0.75 mm	-0.30 mm
MLVL	+0.19 mm	+0.71 mm	-0.37 mm
STJ9	+0.12 mm	+0.70 mm	-0.30 mm
SJDV	+0.14 mm	+0.71 mm	-0.37 mm
ZIMM	+0.13 mm	+0.72 mm	-0.33 mm
DRUS	+0.13 mm	+0.78 mm	-0.32 mm

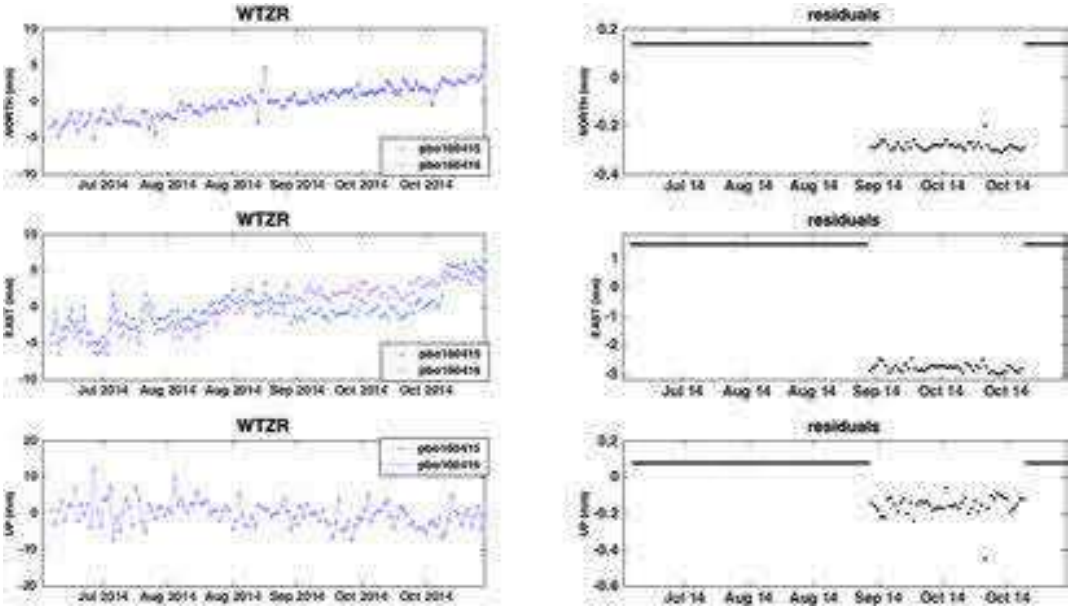
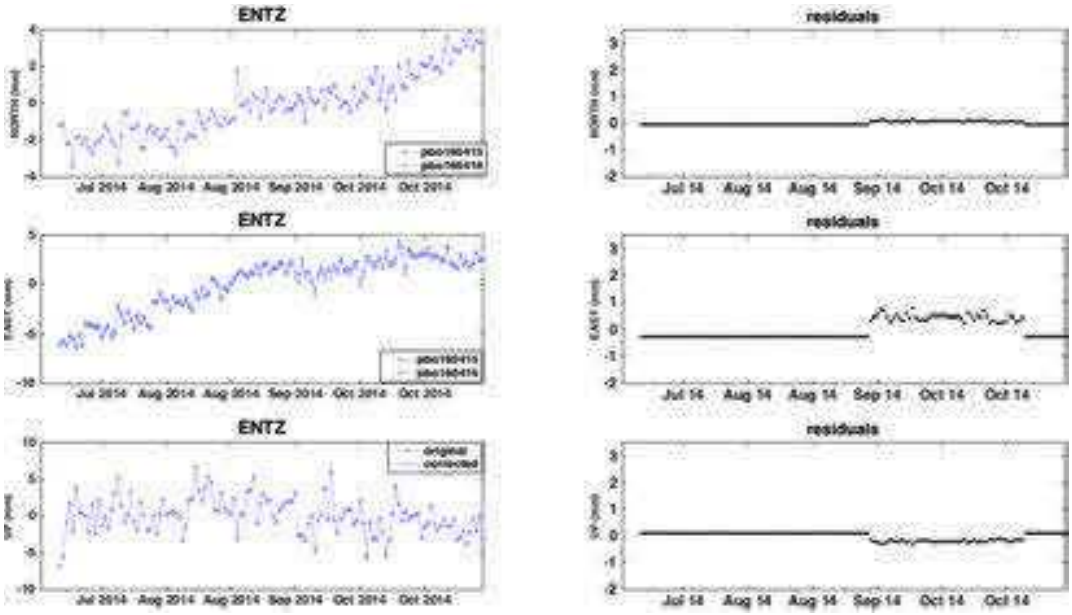
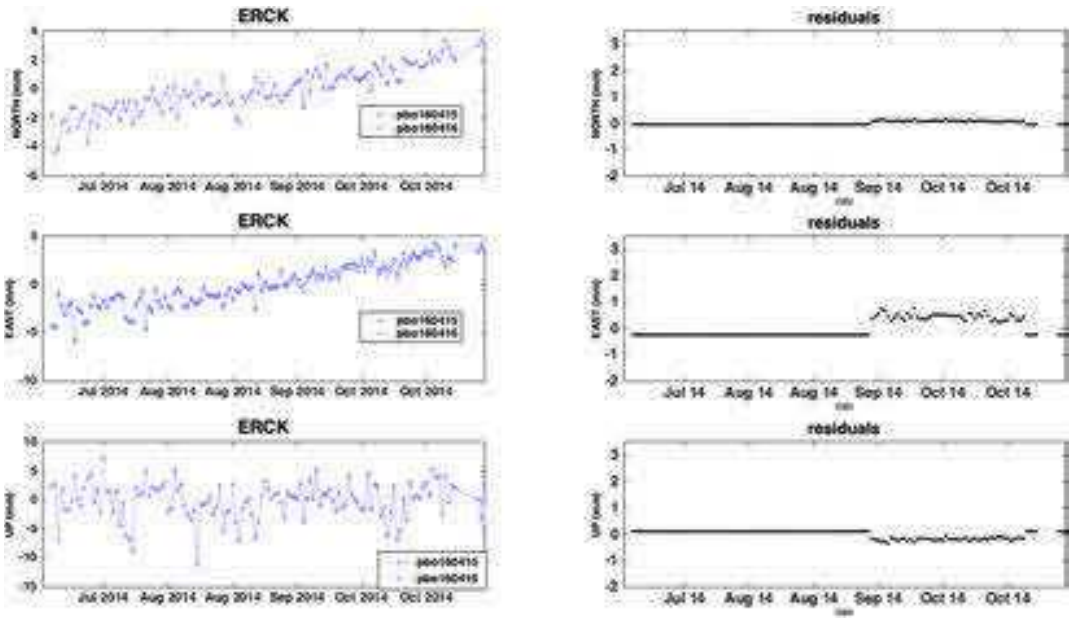


FIGURE 3.4 – Comparaison des séries temporelles de WTZR avant (courbe bleue à gauche) et après la correction du saut (courbe rose à gauche). Les trois composantes sont présentées de bas en haut dans l'ordre suivant : la composante nord, la composante est et la composante verticale. A droite, résidus entre les deux traitements.



(a) station ENTZ



(b) station ERCK

FIGURE 3.5 – Comparaison des séries temporelles de ENTZ (a) et de ERCK (b) avant (courbe bleue à gauche) et après la correction du saut (courbe rose à gauche) à WTZR. Les trois composantes sont présentées de bas en haut dans l'ordre suivant : la composante nord, la composante est et la composante verticale. A droite, résidus entre les deux traitements.

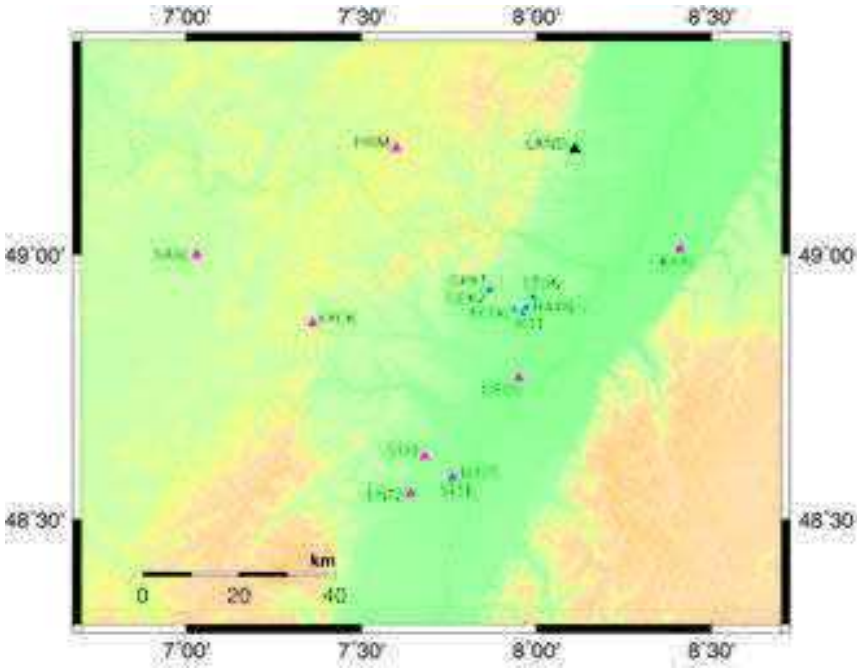
sur les trois composantes. Les autres stations sont également affectées sur les trois composantes par la correction de la station WTZR. Les écarts de ces variation sont présentés dans le tableau 3.2 et en figure 3.5. Les impacts sur ces stations sont d'amplitude moindre et de polarité opposée que sur la station corrigée en ce qui concerne les composantes horizontales. L'amplitude est environ de 32% et de 14,8% pour respectivement la composante NORD et EST par rapport à l'impact sur la station WTZR. L'amplitude est par contre plus importante en déplacement vertical sur les stations non corrigées par rapport à la station corrigée WTZR et avec cette fois ci la même polarité (environ 157% du saut de WTZR). Les résidus entre les séries temporelles de ces stations avant et après correction (figure 3.5) présentent les mêmes variations que les résidus de la station WTZR (figure 3.4).

Cet exemple montre qu'une correction du saut sur une station de référence (à partir du fichier `station.info`) affecte l'ensemble des stations à un niveau sub-millimétrique. Le résidu au niveau de la station corrigée (figure 3.4) contient des variations sub-millimétriques et une tendance dans ces variations. Il en va de même pour l'impact sur les stations non-corrigées, les résidus ont une variation similaire à ceux de la station corrigée. Les variations relatives entre les stations non corrigées sont donc très faiblement impactées. L'exemple montre aussi qu'une correction dans les composantes horizontales affecte le résultat pour le vertical.

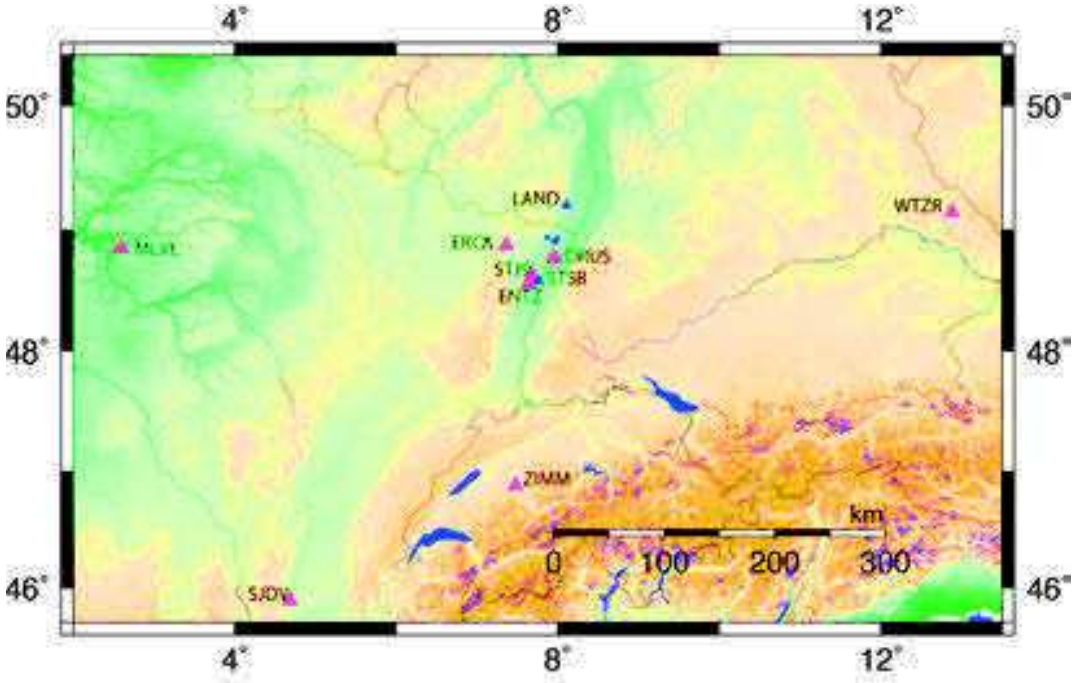
Le choix du réseau de référence

Le choix des stations de référence est déterminé par : la bonne connaissance des positions *a priori* des stations, la stabilité de ces stations (Heimlich, 2012) et la disponibilité des données sur la période traitée.

La détermination du réseau de référence fait entrer en jeu, le nombre de station de référence et la géométrie du réseau. Ces critères s'appliquent différemment suivant le type de calcul que l'on souhaite réaliser (global, régional, local). Dans le cadre du suivi géodésique, on s'intéresse au déplacements relatifs des stations. La précision du mouvement absolu des plaques n'est pas recherchée. Il n'y a donc pas de nécessité d'avoir un réseau global. La figure 3.6 montre les localisations des stations locales proches des sites d'observation (figure 3.6(a)) et un réseau qui inclut des stations de l'ITRF.



(a) Réseau local



(b) Réseau régional utilisé pour les calculs

FIGURE 3.6 – Cartes de réseaux GNSS (triangles rouges) et des stations d'observation (triangles bleus)

3.6 Une expérimentation de déplacement vertical contrôlé

Introduction

J'ai effectué différents tests de traitement avec GAMIT/GLOBK dans le but d'élaborer la meilleure stratégie de calcul pour le traitement des lignes de bases du réseau de surveillance des sites de géothermie. La première approche consiste à déterminer le réseau de référence le plus adapté à ce calcul. Quel est le type de réseau qui permette d'avoir les résultats les plus en adéquation avec le déplacement réel ? un réseau régional, global, local ? De combien de stations de référence doit-il être composé ? Quels sont les paramètres les plus appropriés pour le calcul en ligne de base ? Pour répondre à ces questions, le problème est double car pour déterminer la meilleure stratégie de traitement, il faut aussi trouver des critères de qualité qui permettent d'évaluer le traitement.

Une première étape a donc été de tester différents types de réseaux et de traitement. Le critère de sélection était de trouver la solution qui s'approchait le plus des mesures *in situ*. Les différents tests m'ont permis de proposer une solution de traitement pour un réseau local. Cette partie présente et analyse les résultats de déplacement vertical contrôlé à partir du traitement GPS avec lequel j'ai obtenu la solution la plus proche de la mesure *in situ* en terme de variation de déplacement.

La mesure GNSS est moins précise en composante verticale qu'en composantes horizontales. Le rapport est d'environ 1/3, la précision est de 1 à 3 mm en horizontal et de 5 à 7 mm en vertical. L'écart est dû à la géométrie de l'acquisition. Les observations verticales sont acquises au maximum entre 0 et 90°, alors que les observations horizontales couvrent 360°. De plus, toutes les sources d'erreurs vues précédemment affectent à la fois les composantes horizontales et verticales, mais la composante verticale est affectée de manière plus significative par les effets de surcharge (océaniques, hydrologiques, atmosphériques), par les effets d'antenne et les délais atmosphériques.

Le protocole expérimental consiste à modifier la hauteur de l'antenne de manière contrôlée au cours du temps dans le but de retrouver le déplacement par le traitement GPS. J'ai déplacé l'antenne manuellement par paliers de 0,25 mm ou de 0,5 mm suivant l'expérimentation. Le déplacement contrôlé permet d'avoir un modèle de déplacement qui servira de critère de contrôle pour le choix du traitement GPS : le traitement dont le résultat est le plus en adéquation avec la mesure terrestre sera considéré comme le traitement le plus approchant de la réalité. Cette assimilation est possible dans la mesure où l'on considère que le déplacement tectonique est quasi nul sur le site testé.

Les variations testées sont faibles, de l'ordre du centimètre, le traitement est effectué avec la méthode double différence qui est la méthode la plus précise. En

effet, le traitement par double différence permet de s'affranchir des erreurs d'horloge de satellite et de s'affranchir partiellement des signaux à grande longueur d'onde tels les surcharges et l'effet de la pression atmosphérique. Le traitement est réalisé avec GAMIT/GLOBK en utilisant les orbites précises des satellites et la correction troposphérique avec la VMF1.

Le protocole expérimental

Le matériel utilisé

Le matériel utilisé se compose du récepteur LEICA GR10 et de l'antenne LEICA AR10. La résolution numérique est de $0,002047434$ cycles pour L2, ce qui correspond à $0,5$ mm. Le matériel a été changé entre la première manipulation et les trois manipulations suivantes par un même modèle d'antenne et de récepteur.

Le dispositif expérimental

L'antenne est installée sur la bordure en béton du toit de l'EOST. Elle y est fixée par un tube en aluminium (figure 3.7a). Une partie en déport du tube supporte le dispositif de fixation et de réglage de la hauteur d'antenne (figure 3.7b). J'ai modifié le positionnement de l'antenne lors du changement de matériel, entre l'expérimentation 1 et 2, afin d'éloigner l'antenne au maximum des surfaces planes propices aux effets de multi-trajets.

J'ai réalisé quatre protocoles expérimentaux distincts. La première expérimentation a la vitesse moyenne de déplacement la plus rapide et le temps de manipulation le plus court. Suite aux premiers réesultats, j'ai rallongé le temps de manipulation pour les autres expériences. L'amplitude de déplacement a été rallongé pour l'expérience 2. L'expérimentation 4 est dans la continuité de l'expérimentation 3. Le tableau 3.3 récapitule les différentes manipulations.

TABLE 3.3 – Descriptif des quatre expérimentations des déplacements manuels de l'antenne. La durée est la durée utilisée pour le calcul du déplacement et de la vitesse moyenne du déplacement.

Expérience	durée	déplacement	vitesse moyenne
1	59 jours	12 mm	78,2 mm/an
2	255 jours	18 mm	26,0 mm/an
3	136 jours	3 mm	7,5 mm/an
4	150 jours	5 mm	10,7 mm/an

(a) Photographies du dispositif. A) Première installation. B) Deuxième installation avec vue vers l'ouest (B1), vue vers le sud-est (B2) et vue vers l'est (B3)

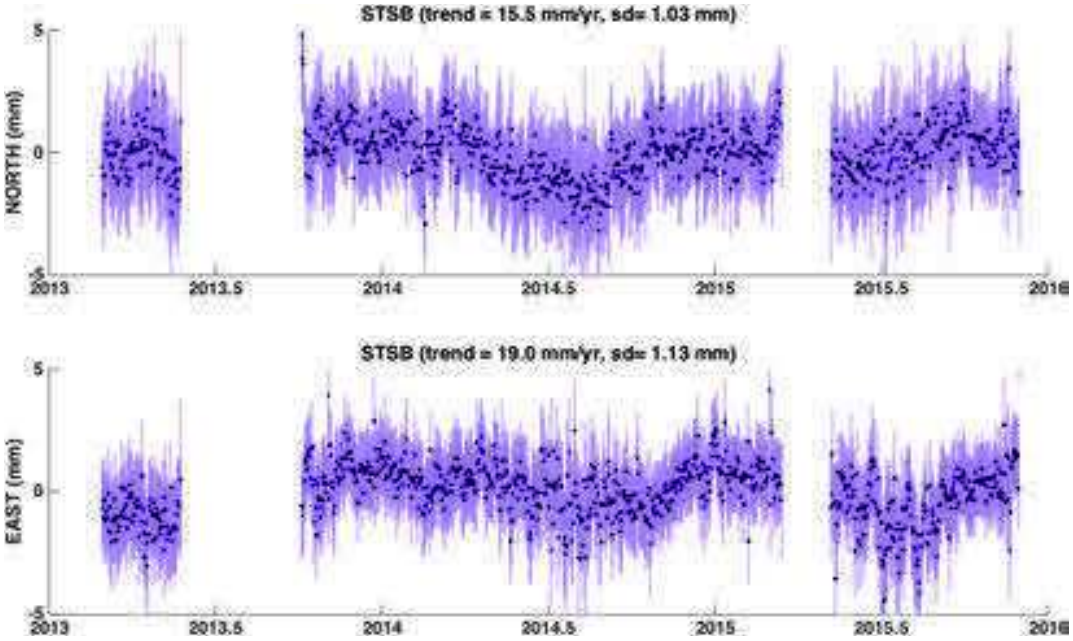
(b) Vue vers la sud

(c) Agrandissement du support coulissant de l'antenne et de la règle de contrôle des valeurs des déplacements *in situ*

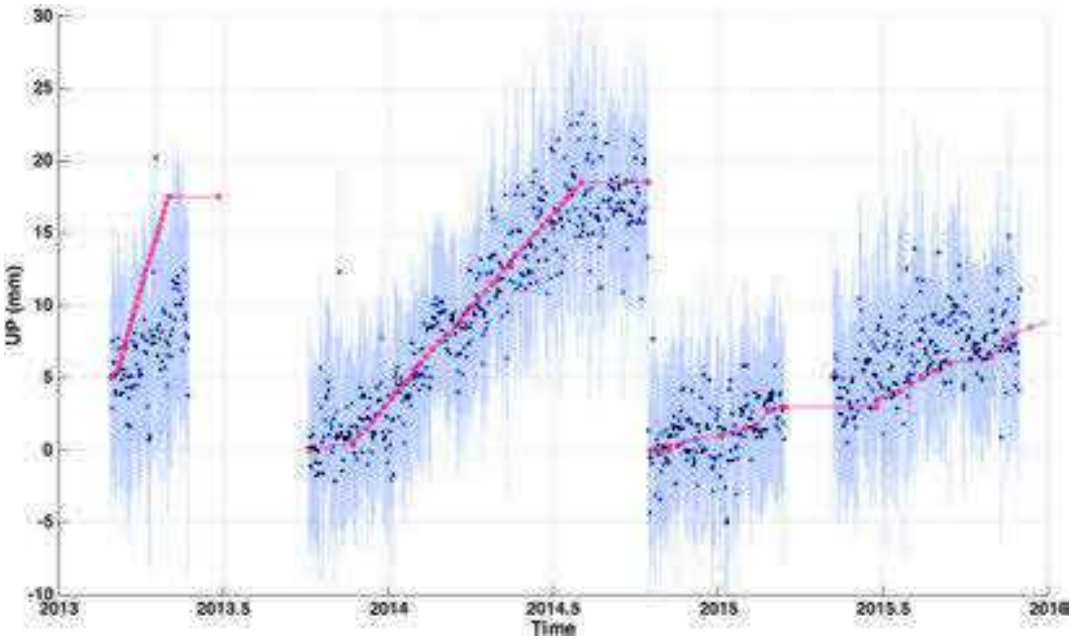
FIGURE 3.7 – Photographies du dispositif expérimental sur le toit de l'EOST (Christine Heimlich)

Les résultats

Les résultats présentés ci-dessous sont issus du calcul GAMIT/GLOBK du 19 janvier 2016. Le calcul a été réalisé avec les stations DRUS, ENTZ, ERCK, MLVL, SJDV, STJ9, WTZR, ZIMM en plus de la station de l'expérimentation STSB. La figure 3.8 représente les résultats de la station d'expérimentation pour ses trois composantes. Le tableau 3.4 donne l'ensemble des résultats pour chacune



(a) Variations des composantes horizontales corrigées de la tendance (mm). Haut, composante nord ; bas, composante est ; points noirs, positions journalières par mesure GPS ; barres roses, SD.



(b) Déplacement vertical (mm) (points noirs) avec la SD (traits bleus). En rouge, déplacement manuel de l'antenne. Le décalage entre les résultats du GPS (points noirs) et les positions de l'antenne (points rouges) est ajusté sur la première valeur de la série temporelle.

FIGURE 3.8 – Série temporelle de la station d'expérimentation. Les composantes horizontales (a) sont corrigées de la tendance.

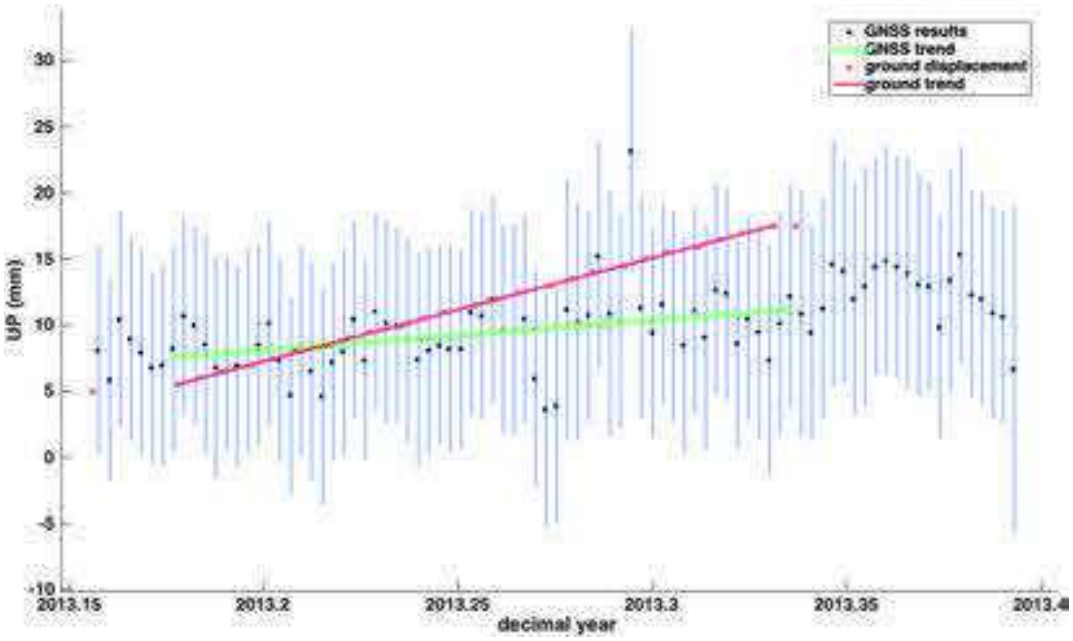
des expérimentations.

TABLE 3.4 – Résultats des mesures GPS des tests du déplacement de l'antenne.

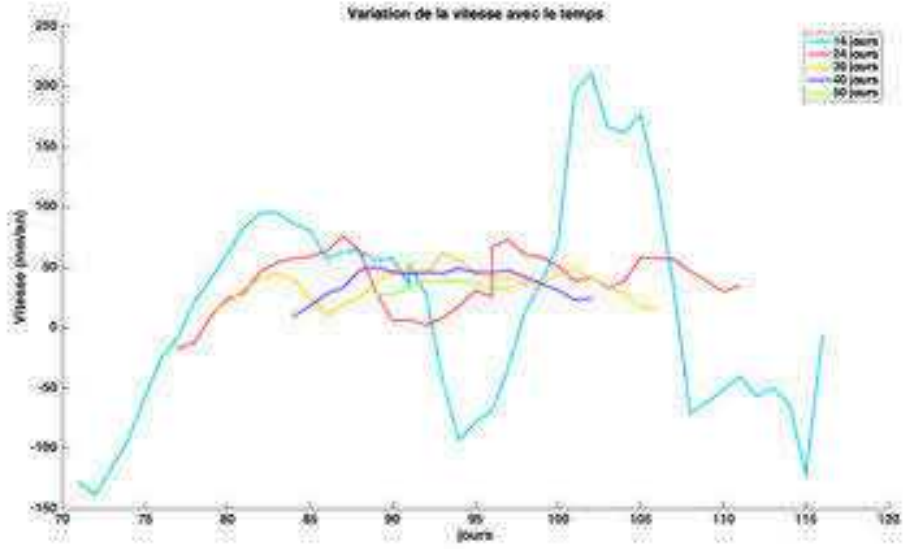
Expérience	test	durée	vitesse inf/sup	vitesse moyenne	déplacement
1	stsb160119	59 jours	22,7	22,7 mm/an	3,6 mm
1	stsb160119	50 jours	16,4 à 36,4	29,8 mm/an	
1	stsb160119	40 jours	3,6 à 46,5	27,8 mm/an	
1	stsb160119	30 jours	0,5 à 60,8	27,4 mm/an	
2	stsb160119	255 jours	25,9	25,9 mm/an	18,0 mm
2	stsb160119	200 jours	25,4 à 27,1	26,4 mm/an	
2	stsb160119	120 jours	22,1 à 29,2	26,2 mm/an	
2	stsb160119	91 jours	19,7 à 35,4	26,7 mm/an	
2	stsb160119	90 jours	19,2 à 35,6	26,7 mm/an	
2	stsb160119	60 jours	3,2 à 50,5	26,1 mm/an	
2	stsb160119	40 jours	-24,3 à 60,8	24,9 mm/an	
2	stsb160119	20 jours	-81,9 à 102,1	25,4 mm/an	
3	stsb160119	136 jours	6,6	6,6 mm/an	2,4 mm
3	stsb160119	120 jours	5,4 à 7,5	6,5 mm/an	
3	stsb160119	100 jours	3,1 à 12,0	6,4 mm/an	
3	stsb160119	91 jours	0,4 à 12,7	6,4 mm/an	
3	stsb160119	90 jours	-1,0 à 12,9	6,4 mm/an	
3	stsb160119	60 jours	-12,7 à 23,8	6,5 mm/an	
3	stsb160119	40 jours	-19,2 à 35,5	5,9 mm/an	
3	stsb160119	24 jours	-58,0 à 83,9	8,1 mm/an	
4	stsb160119	150 jours	5,6	5,6 mm/an	2,3 mm

Expérimentation 1

La figure 3.9(a) présente la série temporelle GPS (mm) avec la superposition de la série temporelle du déplacement vertical *in situ*. On retrouve bien la polarité du déplacement et la tendance des déplacements *in situ* se situe dans les barres d'erreurs du déplacement GPS. La vitesse obtenue par régression linéaire est de 22,7 mm/an sur un intervalle de 59 jours, alors qu'elle est de 78,2 mm/an pour la manipulation *in situ*. L'écart en déplacement est de 3,6 mm pour la mesure GPS, au niveau du support de l'antenne, elle est de 12 mm. Il y a donc une différence significative entre le déplacement manuel de l'antenne et les résultats GPS. La figure 3.9(b) montre la variation de la vitesse obtenue par régression linéaire selon la position de la fenêtre dans le temps (la vitesse est positionnée sur le jour correspondant au milieu de la fenêtre temporelle) et selon la taille de la fenêtre temporelle (14, 24, 30, 40 et 50 jours). On observe que la vitesse de déplacement



(a) Série temporelle du déplacement vertical (mm) de la 1re expérimentation verticale contrôlée. Points noirs, résultats GPS ; ligne verte, régression linéaire du déplacement GPS ; points rouges, déplacement manuel de l'antenne mesuré *in situ* ; ligne rouge, régression linéaire du déplacement manuel, la tendance par régression linéaire est de 78,2 mm/an. La tendance par régression linéaire de la mesure GPS est de 22,7 mm/an pour 59 jours de mesures.



(b) Variation de la vitesse avec le temps selon des différentes fenêtre temporelles pour l'expérience 1. La valeur de vitesse est positionnée sur le jour de l'année médian de la fenêtre temporelle considérée. Chaque courbe correspond à une fenêtre temporelle différente (14, 24, 30, 40 et 50 jours). Les valeurs de vitesse sont positives pour l'ensemble des séries avec une fenêtre de 40 et 50 jours.

FIGURE 3.9 – Expérimentation 1

varie suivant la période de l'année, alors que le déplacement manuel est quasiment linéaire. Les vitesse atteignent des valeurs négatives pour les périodes de 14 et 24 jours. À partir des fenêtres de 30 jours, la polarité de la vitesse est en adéquation avec le déplacement ; à partir de 40 jours, on peut considérer que l'anomalie de vitesse est détectée ($>$ 1 mm/an).

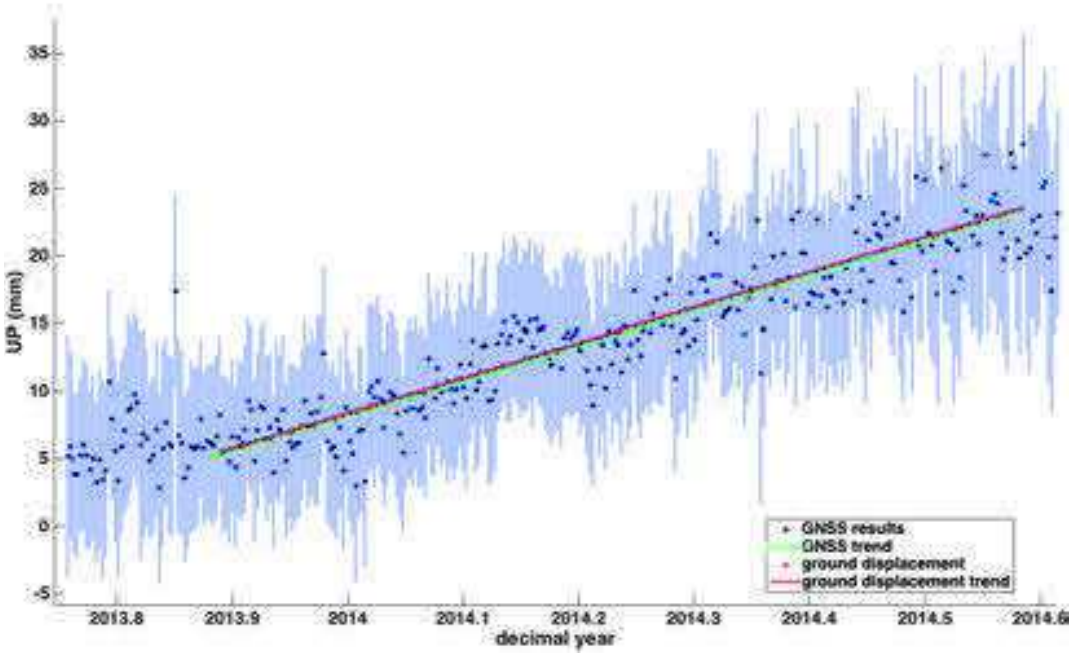
Expérimentation 2

La figure 3.10(a) représente la comparaison entre les résultats GPS et le déplacement vertical mesuré *in situ*. La régression linéaire des résultats GPS (ligne noire, 25,9 mm/an) est quasiment superposée à la régression linéaire du déplacement. Les valeurs obtenues pour la même période de temps sont respectivement de 25,9 mm/an et de 26,0 mm/an.

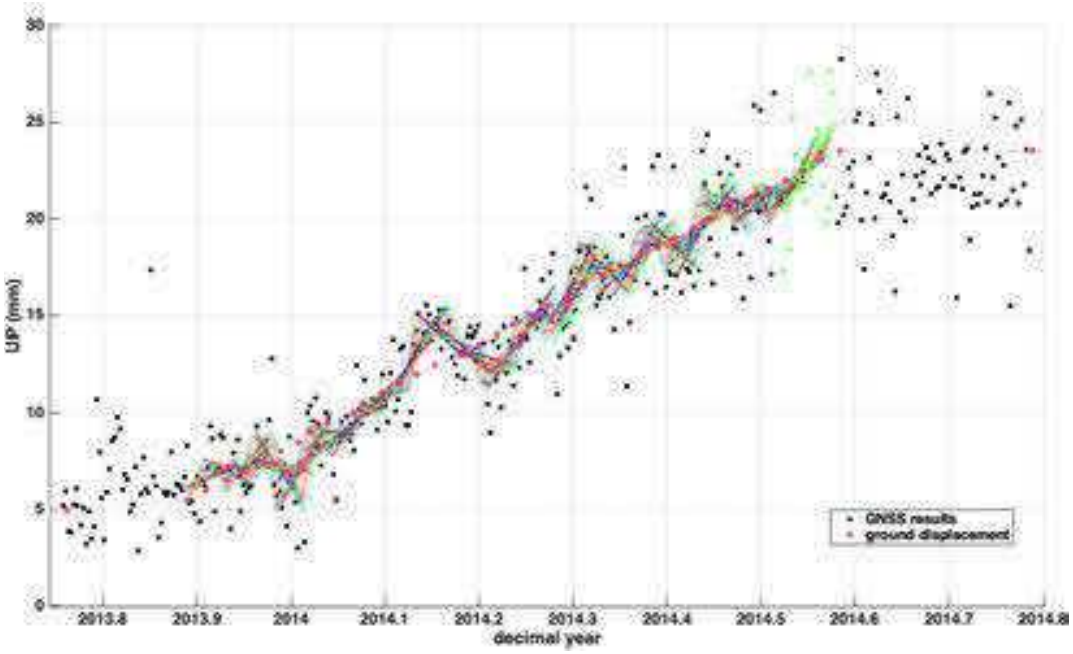
J'ai fait varier la taille des fenêtres, i.e. le nombre de jours consécutifs, et j'ai calculé la régression linéaire correspondante. Pour une fenêtre de 20 jours, la vitesse obtenue par régression linéaire varie entre -81,9 mm/an et 102,1 mm/an suivant la position de la fenêtre dans la série temporelle. Le tableau 3.4 montre que, plus la fenêtre temporelle augmente, plus l'écart entre les résultats de vitesse se restreint. Pour des fenêtres de 90 jours, la vitesse obtenues varie entre 19,2 et 35,6 mm/an, c'est-à-dire 27,4 mm $\pm$8,2 mm. Et la moyenne des vitesses obtenues avec la fenêtre de 90 jours donne une vitesse de 26,7 mm/an. Ce résultat est proche de la valeur de la vitesse moyenne *in situ* qui est de 26,0 mm/an (tableau 3.3). Il est à noter que la vitesse ne varie pas uniquement suivant la taille des fenêtres mais également suivant la position dans le temps de la fenêtre, comme dans l'expérimentation 1. La figure 3.10(b) montre la variation de la vitesse obtenue par régression linéaire suivant la position de la fenêtre temporelle utilisée. La fenêtre temporelle est de 20 jours dans cet exemple. La pente des régressions linéaires est tantôt positive, tantôt négative, on observe des oscillations à des fréquences variées.

Expérimentations 3 et 4

Dans l'expérience 3 (figure 3.11(b)), la vitesse est positive sur toute la série temporelle à partir d'une vitesse calculée par moindre carré sur une fenêtre de 91 jours. Avec une fenêtre de moins de 91 jours, il existe des valeurs négatives de vitesse qui apparaissent ici au début de la variation temporelle. Plus la fenêtre temporelle est grande, plus la vitesse est stabilisée quelque soit la période de calcul. Avec les fenêtres de 91 jours, les variations de vitesses calculées se rapprochent de la vitesse *in situ*.

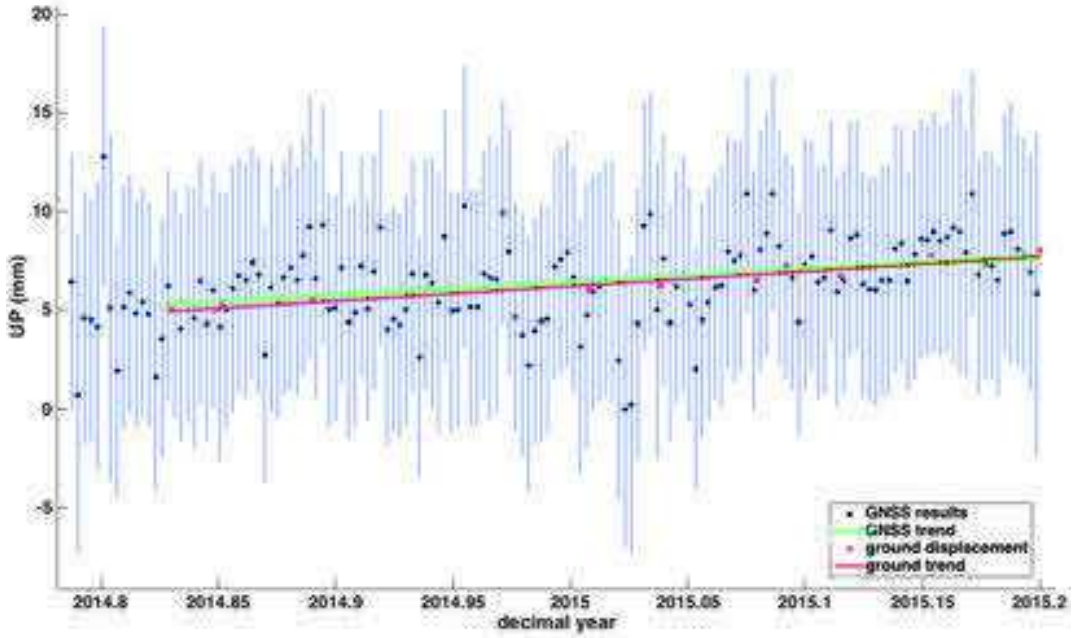


(a) Avec la régression linéaire du déplacement. Ligne verte, régression linéaire du déplacement GPS ; ligne rouge, régression linéaire du déplacement manuel. La tendance par régression linéaire est de 26,0 mm/an. La tendance par régression linéaire de la mesure GPS est de 25,9 mm/an.



(b) Régression linéaire du déplacement GPS par fenêtres de 20 jours consécutifs (lignes de couleur). Les points verts sont les positions de la dernière fenêtre de 20 jours et la droite verte, la régression linéaire correspondante.

FIGURE 3.10 – Série temporelle du déplacement vertical (mm) de la 2e expérimentation verticale contrôlée. Points noirs, résultats GPS ; points rouges, déplacement manuel de l'antenne mesuré *in situ*.



(a) Série temporelle du déplacement vertical (mm) de la 3e expérimentation verticale contrôlée. Points noirs, résultats GPS ; ligne verte, régression linéaire du déplacement GPS ; points rouges, déplacement manuel de l'antenne mesuré *in situ* ; ligne rouge, régression linéaire du déplacement manuel, la tendance par régression linéaire est de 7,5 mm/an. La tendance par régression linéaire de la mesure GPS est de 6,6 mm/an.

(b) Variation de la vitesse avec le temps calculée selon différentes fenêtres temporelles pour l'expérience 3.

FIGURE 3.11 – Expérimentation 3

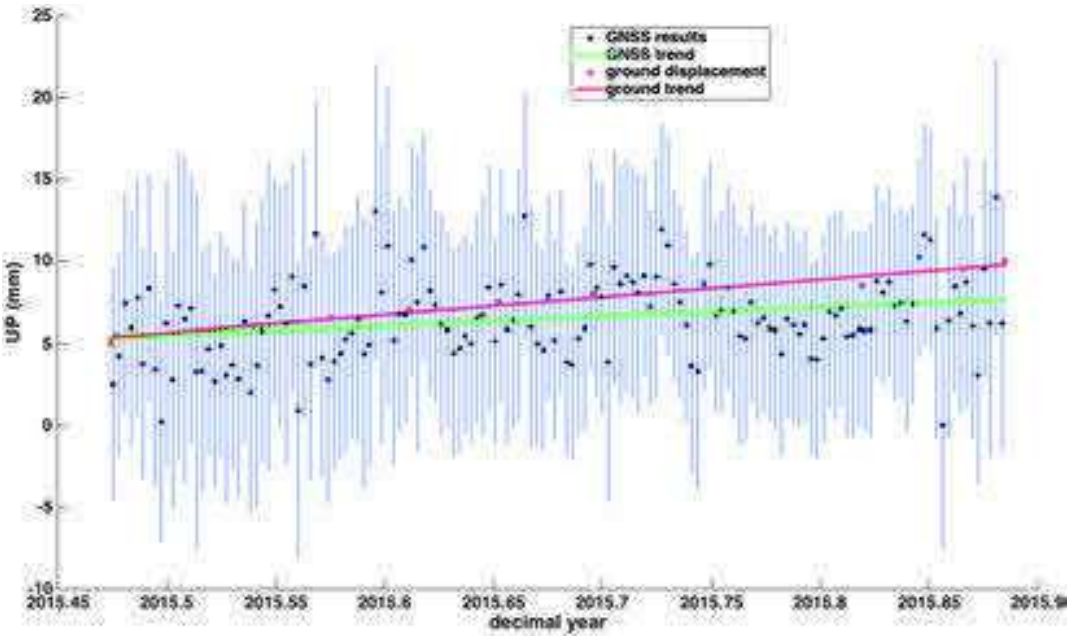


FIGURE 3.12 – Série temporelle du déplacement vertical (mm) de la 4e expérimentation verticale contrôlée. Points noirs, résultats GPS ; ligne verte, régression linéaire du déplacement GPS ; points rouges, déplacement manuel de l'antenne mesuré *in situ* ; ligne rouge, régression linéaire du déplacement manuel, la tendance par régression linéaire est de 10,7 mm/an. La tendance par régression linéaire de la mesure GPS est de 5,6 mm/an.

L'analyse des résultats

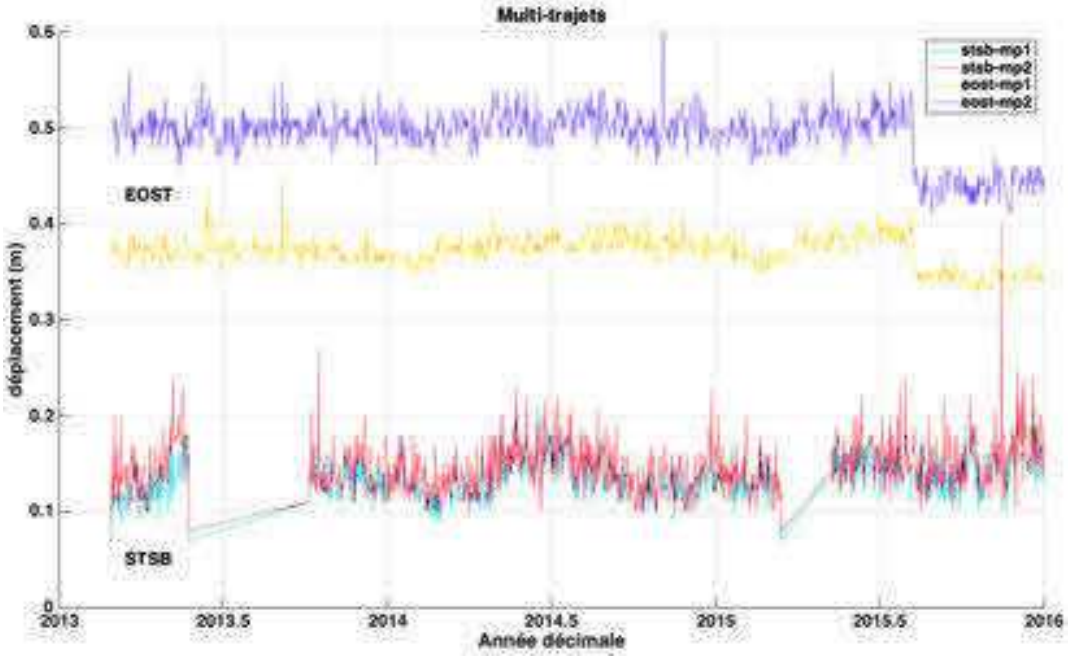
Le traitement GPS permet de s'approcher des déplacements manuels. L'adéquation entre les valeurs issues de la manipulation et les résultats du calcul dépend de la longueur de l'intervalle de temps de mesure considéré, de l'amplitude du déplacement et de la position de cet intervalle dans la série temporelle.

L'expérience 1 est celle qui donne les moins bons résultats pour la mesure du déplacement, alors que le déplacement est conséquent ($>$ 1cm). Par contre, la polarité du déplacement est retrouvée dès 30 jours de mesures. Comment expliquer les écarts entre la mesure GPS et le déplacement de l'antenne ? Une partie du signal peut-elle se retrouver ailleurs ?

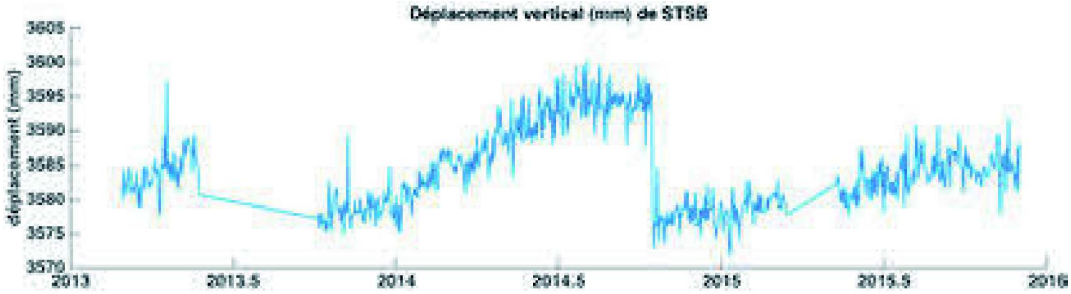
Les trajets multiples

La figure 3.13(a) montre la variation des déplacements des multi-trajets selon le temps. Elle compare les multi-trajet des ondes L1 et L2 (respectivement MP1 et MP2) de la station de l'expérimentation STSB et de la station permanente EOST. La station EOST se trouve sur le même site que la station STSB qui est le toit de l'EOST. Les valeurs sont supérieures pour la station permanente EOST, mais leur variabilité est moindre que pour la station STSB. On observe un saut

pour les deux signaux de la station EOST le 7 août 2015. Ce saut correspond à un changement instrumental. La date correspond à la date de mise à jour du logiciel selon le *logsheet* de la station [6]. Le logiciel du récepteur TRIMBLE NETRS est passée de la version 1.1-3 à la version 1.3-2 le 7 août 2015 à 8h58. D'après ces observations, cette mise à jour du logiciel a réduit la distance moyenne des multi-trajets.



(a) Comparaison des valeurs des multi-trajets pour la station expérimentale STSB (lignes rouge et bleu) et la station permanente EOST (lignes violette et jaune). Le saut du 7 août 2015 dans les valeurs des multi-trajets pour la station EOST correspond à un changement de logiciel du récepteur.



(b) Série temporelle du déplacement vertical de la station expérimentale.

FIGURE 3.13 – Variation des déplacements journaliers moyens des multi-trajets (m).

La comparaison des résultats GPS (figure 3.13(b)) avec les variations des

6. http://rgp.ign.fr/STATIONS/#EOST

multi-trajets (figure 3.13(a)) montre que les multi-trajets augmentent avec le déplacement de l'antenne pour la première expérimentation alors qu'ils n'augmentent pas sur cette période pour la station EOST. En augmentant la hauteur de l'antenne, la géométrie de l'environnement de l'antenne est modifiée. Le calcul de la position de l'antenne peut être affecté par cette modification. L'effet des multi-trajets peut être une explication de l'inadéquation entre la mesure et le déplacement. Entre la première expérimentation et les suivantes, j'ai modifié le positionnement de l'antenne en cherchant à réduire les multi-trajets au sud de l'antenne. J'ai également vérifié l'horizontalité de l'antenne avec un niveau plus précis. Le positionnement entre les expérimentations n'est donc pas exactement le même, ni le matériel utilisé. Il n'est donc pas à exclure qu'il y a un biais dans l'acquisition de la première expérimentation.

La série temporelle des multi-trajets montre également que les valeurs maximales des multi-trajets s'observent en milieu d'année (2013,5 2014,5 et 2015,5) avec une augmentation à partir de 2013,35 et 2014,35 pour les années 2013 et 2014. Or le dernier tiers de l'expérimentation 1 s'est effectué dans cette période.

La période estivale est également une période où la dispersion des solutions journalières GPS est plus grande. La série temporelle de l'expérimentation 2 (figure 3.10(a)) montre plus de dispersion des positionnements situés en milieu d'année (2014,5 en année décimale). Il en va de même pour la partie 2015,5 qui concerne l'expérimentation 4 (figures 3.8 & 3.12). Cette observation s'explique par la perturbation troposphérique. Le taux d'humidité est supérieur en été.

Cependant les résultats de l'expérimentation 2 sont proches des mesures *in situ*. La régression linéaire pour le calcul de la vitesse permet de retrouver la vitesse *in situ* à 0,1 mm/an près. L'intérêt de cette expérimentation est la longueur de sa série temporelle qui est proche de un an de mesures.

Le déplacement rapide de l'antenne entre l'expérimentation 2 et 3 se retrouve dans les mesures (figure 3.8) et dans le calcul de la variation verticale en ligne de base entre la station expérimentale et une station proche STJ9 (figure 3.14). L'écart obtenu avec le calcul GPS en ligne de base entre le jour précédant la manipulation et le jour suivant la manipulation est de 16,2 mm. Il est de 18,5 mm lors de la manipulation par mesure *in situ*.

L'expérience montre qu'à partir de plus de 90 jours de mesure, on trouve une bonne polarité de la vitesse. La première expérience s'est réalisée sur 57 jours seulement. Ce temps n'est pas suffisant pour approcher la vitesse réelle mais est suffisante pour détecter l'anomalie de vitesse avec le taux de vitesse testé (78 mm/an).

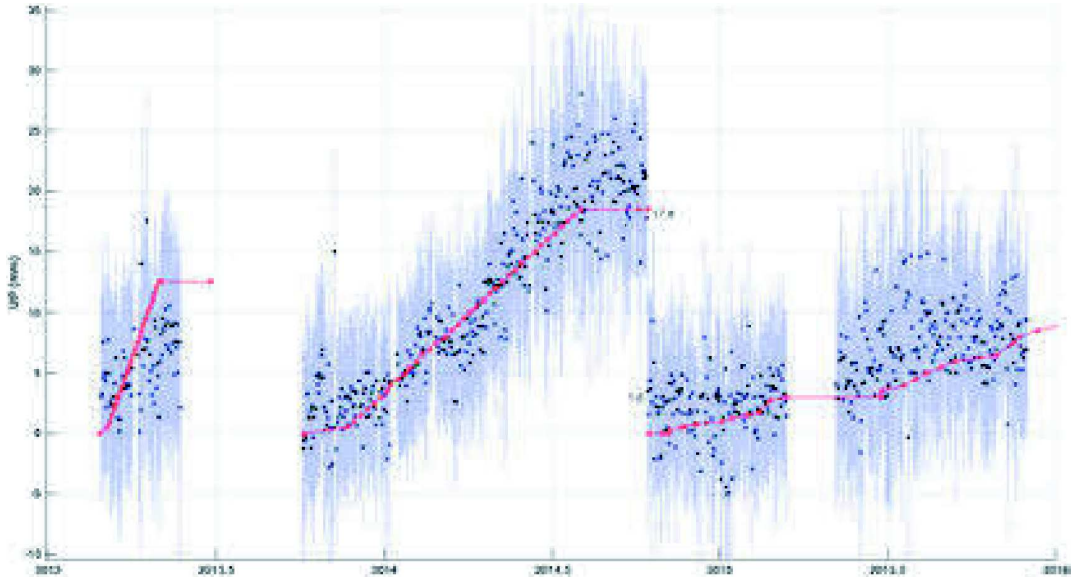


FIGURE 3.14 – Série temporelle du déplacement vertical (mm) entre la station d'expérimentation et la station permanente STJ9. Points noirs, solutions journalières GPS ; traits bleus, SD ; points rouges, déplacement vertical de l'antenne.

Conclusion

Comme on pouvait s'y attendre, plus l'amplitude du déplacement est forte, plus la durée de l'intervalle de temps de calcul peut être réduite. Mais le déplacement continu qui a le taux le plus élevé (expérimentation 1) est celui dont le résultat est le moins en adéquation avec la mesure *in situ*. Alors que le déplacement rapide de 18 mm (entre les expérimentations 2 et 3) se retrouve dans les résultats. Nous avons vu qu'il n'est pas à exclure que l'écart soit lié à des problèmes matériels.

Les résultats montrent que la vitesse varie suivant la taille des fenêtre (cf. tableau 3.4) et aussi suivant la position dans le temps de la période considérée (figure 3.10(b)). Sous 20 jours de calcul, les variations du positionnement GPS prédominent par rapport à la surrection manuelle de l'antenne. Cela se voit par les changements de polarité de la vitesse figure 3.10(b) calculée avec une fenêtre de 20 jours. A partir de plus de 3 mois, un déplacement pluri-millimétrique (à partir de 2 mm) devient perceptible, la polarité ne varie plus, à partir de 2 mois pour un déplacement de plus de 4,25 mm.

3.7 La méthode InSAR

Cette partie présente la méthode InSAR satellitaire, les traitements des images SAR et les intérêts de cette méthode.

La donnée SAR

Le principe de l'ouverture synthétique radar (*Synthetic Aperture Radar*, SAR) est né dans les années 1950. Il consiste à utiliser différents pulses à partir d'une antenne radar. La combinaison des pulses permet de simuler une antenne plus longue. Par exemple, l'antenne du satellite TerraSAR-X a 5 m de longueur. La technique à ouverture synthétique permet de simuler une antenne de 15 km de longueur.

Les satellites SAR évoluent sur des orbites relativement basses (Low Earth Orbit, LEO). Le satellite TerraSAR-X, de l'agence spatiale allemande DLR [7] (figure 3.15), a une altitude orbitale de 514 km. L'angle d'inclinaison de l'orbite par rapport à l'équateur est de $97,4°$.

FIGURE 3.15 – Représentation du satellite TerraSAR-X. En haut, panneaux solaires ; en bas, antenne SAR (source : http://www.dlr.de).

Le satellite émet une onde radar vers la Terre. Suivant la rugosité de la surface terrestre, l'onde est réfléchie vers l'antenne du satellite. Les bandes de fréquences sont dans la gamme de fréquence des micro-ondes. Ces bandes passent au travers des nuages, l'acquisition est donc possible par tous les temps et de jour comme de nuit. Cependant le trajet de l'onde va être affecté par les variation du milieu de propagation (ionosphère et troposphère). Le tableau 3.5 présente des exemples de fréquences radar. La longueur de bande a une incidence sur la transparence des objets illuminés. Une grande longueur d'onde est plus pénétrante et ainsi moins sensible à la végétation qu'une petite longueur d'onde.

La bande radar du satellite TerraSAR-X est en bande X à 9,65 GHz de fréquence f, ce qui correspond à une longueur d'onde λ de 3,1 cm (avec l'équation 3.1).

7. http://www.dlr.de

TABLE 3.5 – Bandes de fréquence radar SAR

Bande	fréquences	longueur d'onde
L	1 - 2 GHz	15 - 30 cm
S	4 - 8 GHz	3,75 - 15 cm
X	8 - 12 GHz	2,5 - 3,75 cm
K_u	8 - 12 GHz	1,67 - 2,5 cm

Il existe différents satellites SAR. Le premier satellite disposant d'une antenne SAR est le satellite SEASAT, lancé en 1978, la même année que le lancement du premier satellite GPS. Les premiers satellites de mesure continues ont été développées par l'ESA (*European Space Agency*) avec les satellites ERS (*European Remote Sensing Satellite*). Les satellites ENVISAT et actuellement, la constellation des satellites SENTINEL effectuent également des mesures continues. Le satellite TerraSAR-X utilisé dans ce travail nécessite de programmer l'acquisition. Il est donc nécessaire d'anticiper pour avoir la possibilité d'une acquisition sur la zone d'intérêt. Un calendrier des missions passées, présentes et à venir est présenté figure 3.16.

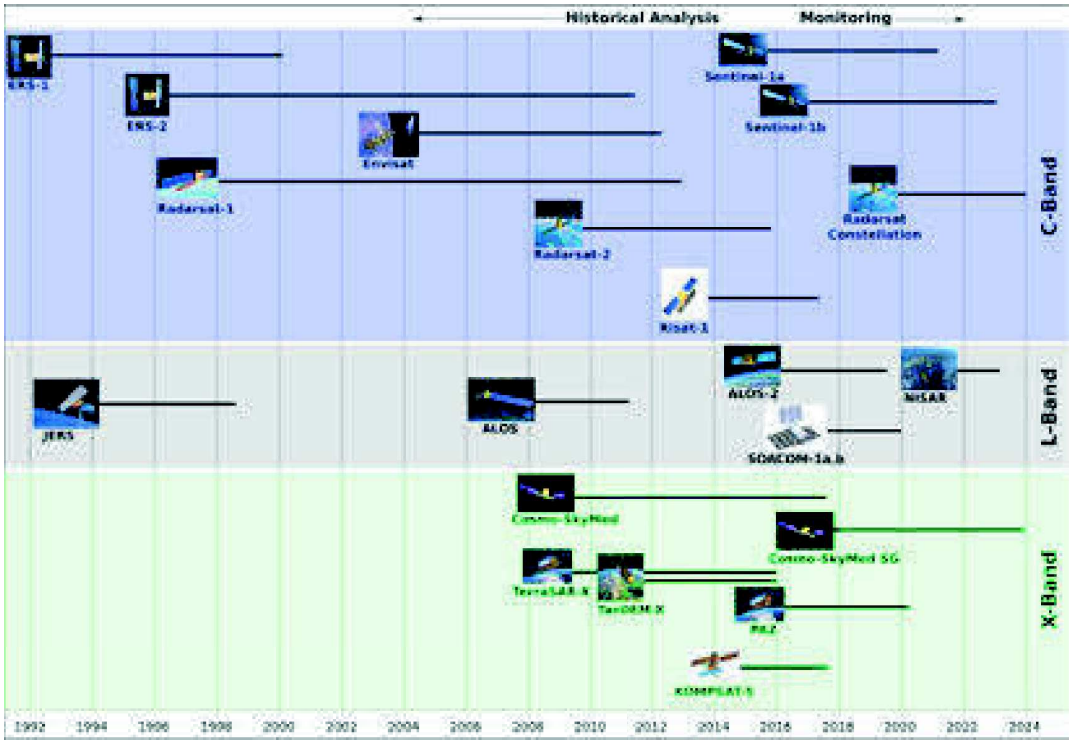


FIGURE 3.16 – Calendrier des missions satellites SAR passées, présentes et à venir (source : site de l'UNAVCO, www.unavco.org).

TABLE 3.6 – Exemples de satellites avec antenne SAR

Bande	fréquences	longueur d'onde	exemple de satellite	cycle
C	5,3 GHz	5,6 cm	ERS-1, ERS-2	35 jours
C	5,405 GHz	5,55 cm	Sentinel 1	12 jours
X	9,65 GHz	3,1 cm	TerraSAR-X	11 jours

La résolution du pixel des images acquises est de l'ordre de 3 m.

La résolution en distance

La capacité de distinguer deux cibles selon l'éloignement par rapport au satellite dépend de la durée d'émission du pulse radar et de l'angle d'incidence.

La résolution en azimut

La résolution en azimut dépend de la longueur de l'antenne radar. La résolution des images SAR du satellite TerraSAR-X est de l'ordre de 3 m x 3 m par comparaison, la résolution des images ERS en bande C est de 20 m x 5 m. Un exemple de comparaison entre les résultats issus d'acquisitions avec ERS1 et ERS2 (en bande C) et d'acquisitions avec TerraSAR-X (en bande X) est donné par Prati et al. (2010) et Vasco et al. (2013), sur un site de géothermie.

Méthodes de traitements

Pour être traitée, la donnée SAR est convertie en image SLC (*Single Look Complex*) qui est une matrice de valeurs complexes. La matrice contient l'information en l'amplitude et en phase de chaque pixel de la zone imagée. Les pixels sont distribués suivant leur distance au capteur (appelé *range*, et disposé en colonnes) et suivant l'azimut du satellite lors de l'acquisition (disposé en lignes). Afin de pouvoir analyser l'information, il faut constituer des couples d'images pour en extraire le décalage en phase sur la période de temps entre ces deux acquisitions. Les différents types de traitements SAR consistent donc à la formation de binômes : une acquisition est utilisée en référence, elle est appelée image maître par rapport la ou les images esclaves.

Les interférogrammes

La figure 3.18 montre l'amplitude, la phase pour une acquisition ainsi qu'un interférogramme obtenu à partir d'un couple d'images SAR. Si on ignore les erreurs dues à la propagation du signal dans l'atmosphère, la phase ϕ d'un interférogramme peut être exprimée selon l'équation suivante modulo 2π :

$$\phi = \frac{4\pi}{\lambda}\Delta r \tag{3.3}$$

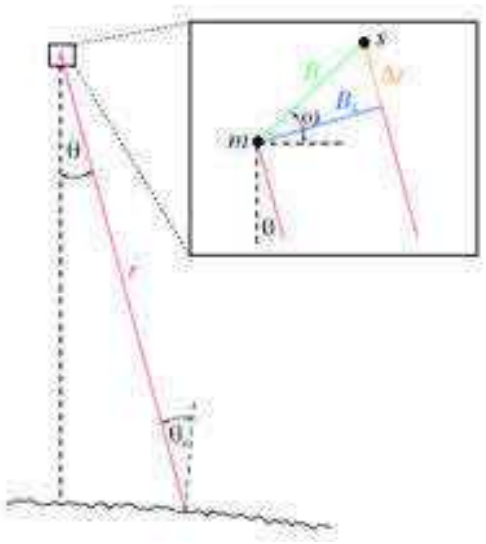


FIGURE 3.17 – Schéma de la géométrie entre deux acquisitions satellitaires SAR, le satellite maître m et le satellite esclave s (dans le rectangle agrandi). L'orbite des satellites est perpendiculaire au plan de la feuille. En rouge, la distance r (*range*) et la variation de distance Δr selon l'angle de la ligne de visée (LOS), d'inclinaison θ par rapport à la verticale. En vert, la ligne de base entre les deux satellite, en noir, la ligne de base perpendiculaire entre les deux satellites (source : Hooper, 2006).

où λ est la longueur d'onde et Δr, l'écart en distance entre deux acquisitions. La modulation en 2π représente les sauts de phase.

L'interférométrie consiste à mesurer la variation de phase du signal SAR entre deux acquisitions faites sur une même orbite d'un satellite. L'écart de phase $\Delta\phi$ peut être exprimé selon l'équation suivante :

$$\Delta\phi = \frac{4\pi}{\lambda}\Delta R + \alpha + topo + bruit \tag{3.4}$$

avec λ, la longueur d'onde, ΔR, le déplacement en ligne de visée, α représente le délai troposphérique, *topo* est l'écart dû à la distorsion topographique et *bruit* est le bruit résiduel après corrections. La figure 3.19(b) montre un exemple d'interférogramme formé à partir de deux acquisitions.

Les séries temporelles

Ferretti et al. (2000, 2001) est le premier à avoir développé une méthode qui permet d'extraire des pixels 'persistants', appelés *permanent scatterers* (PS), d'une série d'interférogrammes pour établir des séries temporelles filtrées du délai atmosphérique. Par la suite, l'appellation *Persistent Scatterer Interferometry* (PSI) a été adoptée en 2003 par l'ESA pour désigner l'ensemble des méthodes qui utilisent le principe de l'extraction de pixels 'persistants'.

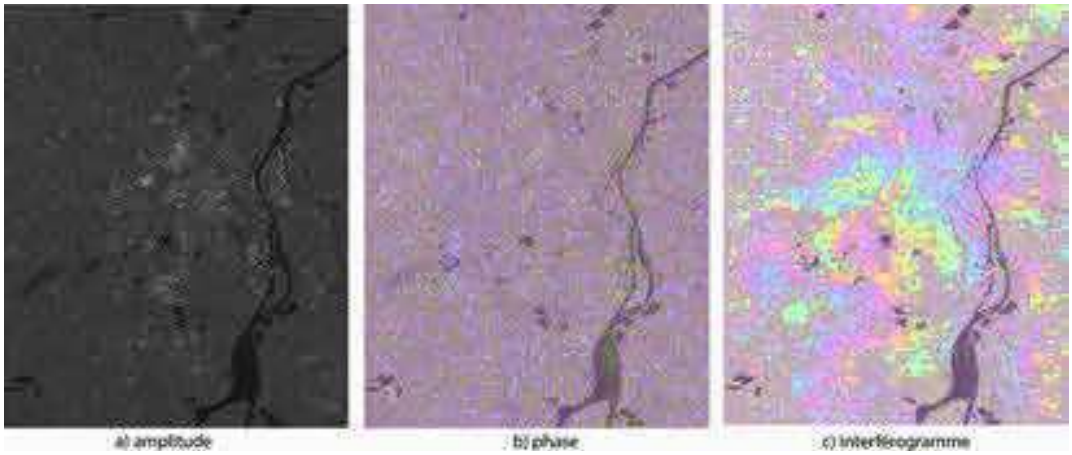


FIGURE 3.18 – Amplitude (a) et phase (b) d'une image SAR et un exemple d'interférogramme (c) à partir d'images SAR acquises sur Strasbourg.

La méthode PSI consiste à sélectionner des pixels qui se retrouvent dans une séries d'interférogrammes. Il existe plusieurs algorithmes pour établir les séries temporelles, deux approches se distinguent :

— les algorithmes qui utilisent des modèles de déformation dans le temps (par exemple : Ferretti et al., 2001)

— les algorithmes qui se basent sur la corrélation spatiale sans *a priori* sur les déplacements (StaMPS, Hooper et al., 2004, 2007).

Sousa et al. (2010) comparent les résultats des PSI entre un logiciel qui utilise un modèle *a priori* (DePSI) et un logiciel qui utilise la corrélation spatiale (StaMPS) sur une zone d'étude qui souffre de peu de décorrélation. Les résultats obtenus par les deux méthodes sont très proches en déformation et en densité quand le sur-échantillonnage (*oversampling*) est utilisé par StaMPS.

J'ai utilisé le logiciel de traitement StaMPS (*Stanford method for Persistent scatterers*) développé par Hooper et al. (2004, 2007, 2010) [8] pour mes traitements. Le traitement se déroule en deux principale phases. Les données TerraSAR-X sont fournies en format SLC (*Single Look Complex*). La première principale étape consiste à co-registrer les SLC pour former des interférogrammes. Cette partie utilise le logiciel Doris (*Delf Object-oriented Radar Interferometric Software*, Kampes et Usai, 1999; Kampes et al., 2003). La deuxième partie est l'analyse PSI faite avec StaMPS.

Comme pour le GPS, il faut appliquer des corrections au traitement InSAR. Le résultat est corrigé de l'orbite du satellite. J'ai utilisé le modèle numérique de terrain SRTM (Farr et Kobrick, 2000) pour la correction topographique. Les effets atmosphériques sont corrigés à partir d'un filtre spatial. Au final on obtient une carte de la vitesse moyenne et les séries temporelles pour chaque PSI.

8. http://homepages.see.leeds.ac.uk/~earahoo/stamps/

Il existe également d'autres méthodes qui permettent d'obtenir des séries temporelles InSAR. La méthode *Small baseline* (SB) utilise des interférogrammes sélectionnés suivant leur courte distance de ligne de base temporelle et spatiale. Les méthodes PSI et SB peuvent aussi être combinées (Hooper, 2008; Ferretti et al., 2011).

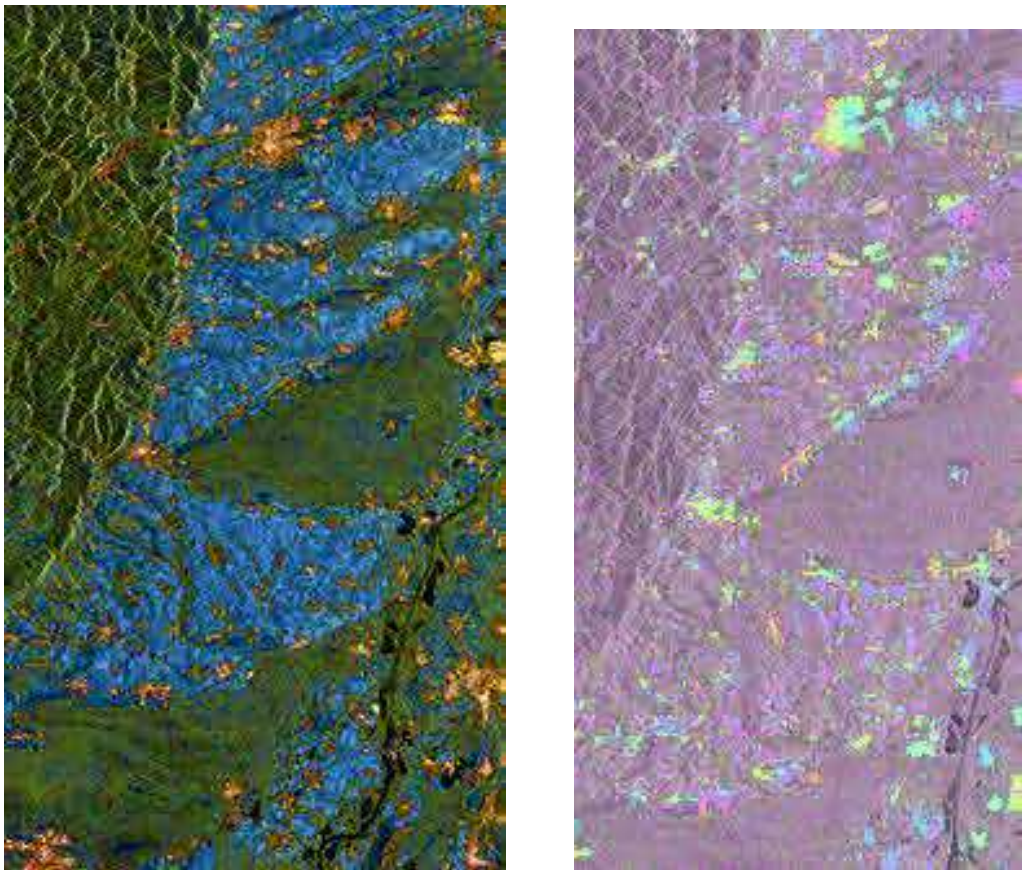
Les intérêts et les difficultés de la méthode

Les avantages de l'InSAR sont :

— la couverture spatiale étendue,

— la mesure en LOS qui est proche de la verticale dans notre cas,

— la relative facilité de la mise en œuvre de l'acquisition (selon le satellite),



(a) Image composite SAR de l'amplitude du signal

(b) Interférogramme non corrigé. Les échos se trouvent principalement dans les zones urbanisées.

FIGURE 3.19 – Images SAR sur l'ensemble de la zone couverte par l'acquisition. Les images sont orientées géographiquement avec un décalage de 12° par rapport au nord.

— la possibilité d'avoir accès à des données acquises antérieurement à la décision de les étudier pour les satellites tels que ERS, Sentinel.

Les inconvénients de l'InSAR sont :

— les mesures sont relatives et non absolues, la qualité de la mesure dépend des choix des références, en cas d'absence de références objectives, il peut être difficile de déterminer le bon référencement,

— les décorrélations géométriques liés à la ligne de base perpendiculaire,

— la nécessité d'avoir une surface orientée de telle sorte qu'elle permette un retour de l'onde radar,

— le traitement nécessite beaucoup de capacité informatique suivant la méthode utilisée,

— les problèmes de décorrélation temporelles quand la géométrie du pixel cible ou ses caractéristiques diélectriques sont modifiées au cours du temps,

— ou quand le déplacement entre deux acquisitions est important au regard de la longueur d'onde de la bande radar,

— les artefacts des effets de la troposphère et de l'ionosphère,

— la fréquence d'acquisition (de plusieurs jours à plusieurs semaines) selon les satellites qui n'est pas toujours adaptée au taux de déplacement. De plus, la qualité de l'acquisition peut être variable. Par exemple dans cette étude pour le cas de Landau et pour (Lubitz et al., 2013).

Les principales difficultés de l'imagerie SAR résident dans le fait que tout est relatif.

— Le traitement PSI dépend de l'image maître utilisée. Une anomalie dans l'image maître se répercutera sur l'ensemble des résultats, comme par exemple un problème de délai troposphérique.

— L'établissement des séries temporelles dépend du référencement. Techniquement il faut soit déterminer une zone de référence soit utiliser la valeur moyenne de l'ensemble des PSI pour calculer une référence. Sur quelle base faut-il déterminer le zéro de la série temporelle ? Surtout quand il n'y a pas d'autres mesures disponibles.

Une solution au référencement consiste à utiliser conjointement d'autres méthodes de mesures par exemple avec une station GNSS ou des mesures de nivellement. Mais de telles mesures ne sont pas toujours disponibles ou suffisamment précises.

Pour palier au manque de signaux dans les zones rurales ou végétalisées, il est possible d'utiliser des réflecteurs coins (Ge et al., 2001, 2003; Rohmer et Raucoules, 2012). Ces réflecteurs permettent d'avoir une signal stable dans le temps par son amplitude.

3.8 Le nivellement

Le nivellement est une méthode de mesure de terrain qui permet de quantifier la déformation verticale. Elle nécessite des opérateurs et se fait par la mesure répétée de points repérés par un marquage géodésique. L'IGN a installé des points de référence en France qui permettent un rattachement des mesures de campagnes à un référentiel. Une description de la méthode se trouve par exemple dans la thèse de Darmendrail (1994).

La qualité des mesures dépend de la distance à laquelle s'effectuent les mesures intermédiaires. La durée de la campagne influence également la précision des mesures à cause des problèmes de dilatation thermique du matériel suivant la variation de température pendant la journée. Elle dépend également des opérateurs qui réalisent les mesures : des erreurs peuvent se produire par le positionnement de la mire sur le repère et pour la lecture de la visée. Il faut également que le marquage soit pérenne, ce qui n'est pas toujours évident (par exemple sur les routes).

Les applications du nivellement sont diverses. La méthode est utilisée en tectonique, en suivi de sites (réservoir, mines, acquifères, géothermie), en association avec d'autres mesures géodésiques (gravimétrie, GNSS, SAR). Le nivellement est associé à des mesures satellitaires pour étudier la tectonique du Fossé rhénan (Liaghat et al., 1998; Fuhrmann et al., 2015a,b). Segall et al. (1994) analysent la déformation causée par la production de gaz à Lacq à partir du nivellement. Mossop et Segall (1997) utilisent la comparaison des mesures de GPS et de nivellement pour analyser la subsidence au niveau des sites de géothermie de Geysers en Californie.

Pour le suivi des sites français de Soultz et de Rittershoffen, j'ai fait un repérage de site avec Gilbert Ferhat (EOST et INSA) et Jacques Ledig de l'INSA. Il existe plusieurs repères géodésiques à proximité de chaque site qui peuvent être utilisés en référence. Le site d'ECOGI a fait l'objet de deux campagnes de nivellement de précision. En ce qui concerne le site de Soultz, le dénivellé est trop important pour pouvoir réaliser des mesures de nivellement de précision sur un petit réseau. Mais des mesures sont effectuées sur de grandes boucles en association avec les sites de mesure en gravimétrie (Hinderer et al., 2015). Cependant des mesures angulaires auraient pu être envisageables sur les sites de Soultz. Les mesures ont été réalisées par l'INSA de Strasbourg à proximité des sites de géothermie de Soultz-sous-Forêts (avec une précision centimétrique) et d'ECOGI en haute précision. Un repère de nivellement est co-localisé avec la station cGNSS GPK1 à Soultz sur la dalle béton. Il existe deux repères IGN à proximité, un sur un pont à Kutzenhausen et l'autre au niveau de la gare SNCF de Soultz-sous-Forêts. Au niveau de Rittershoffen, il y a un repère à proximité immédiate du site de géothermie, un repère boule sur le ponceau de l'Aschbachgraben (matricule A'.C.N303-14BIS).

Dans mon travail sur Landau présenté au chapitre 5, j'ai pu bénéficier des

résultats des mesures de nivellement faites par les Allemands.

3.9 Conclusion

Ce chapitre a présenté les différentes méthodes utilisées dans ce travail. Ainsi qu'une expérimentation en GPS qui m'a permis d'évaluer l'exactitude de mes mesures GPS et ainsi de sélectionner une stratégie de traitement pour le calcul GNSS des sites de suivi.

La précision, en géodésie qualifie ce qui est consistent par des mesures répétitives, par delà l'existence de biais et d'erreurs systématiques. Une mesure exacte est quant à elle une mesure proche de la réalité de ce qu'elle mesure. Cependant on peut distinguer l'exactitude absolue de l'exactitude relative. La mesure GNSS permet d'avoir une mesure absolue. L'exactitude absolue de cette mesure est sa capacité à être en conformité avec les coordonnées dans le référentiel terrestre. L'exactitude relative se réfère quant à elle au vecteur de déplacement entre deux points. L'exactitude relative est généralement meilleure que l'exactitude absolue. Dans mon travail, je me suis principalement intéressée à la mesure relative. Ce sont les variations de positions dans le temps que j'ai quantifiées et que j'analyse.

Le dispositif expérimental m'a permis de choisir une stratégie de traitement GPS qui me permette d'avoir la mesure avec la meilleure exactitude relative. La stratégie de traitement éprouvée par ces tests sera celle que j'utiliserai pour le traitement du réseau GNSS du suivi géodésique des sites de géothermie profonde.

Les sites de géothermie se situent dans le bassin du Fossé rhénan, sur du Quaternaire. C'est à dire sur des sols peu ou pas consolidés. Il en découle que la monumentation va jouer un rôle dans l'exactitude et la précision des mesures d'autant plus que les déplacements attendus sont faibles. Il sera délicat de pouvoir différentier entre les déplacements causés par des processus liés à la géothermie ou à la tectonique et les déplacements liés à la monumentation ou à des effets de site (gonflement, rétractation).

Les méthodes géodésiques utilisées permettent de mesurer la variabilité spatiale et temporelle des déplacements de surface et ce même à petite échelle temporelle.

La combinaison des différentes techniques sera utile pour confronter les résultats et vérifier la cohérence des résultats obtenus. Les différentes méthodes ont chacune leurs avantages et inconvénients ce qui en fait des méthodes complémentaires.

Les intérêts du GNSS sont la mesure continue en 3D et la rapidité du traitement. Les intérêts du SAR sont la large couverture spatiale et la précision de la mesure qui est proche du vertical ici. Ces méthodes sont complémentaires dans la précision. Le GNSS est précis en horizontal, le PSI en LOS qui est proche du vertical pour notre acquisition.

Les avantages du GNSS sont la mesure en 3D, la possibilité d'avoir des mesures en continu et le faible coût sur le long terme. Les inconvénients du GNSS sont la nécessité d'avoir un site d'implantation.

Les avantages du nivellement sont la mesure verticale du déplacement et la possibilité de choisir les sites de mesure. Les inconvénients du nivellement sont l'accessibilité et la pérennité du site, le coût des mesures, la précision de la mesure dépend du marquage et des opérateurs.

Les résultats sont en grande partie représentés avec le logiciel GMT (Wessel et Smith, 1991) [9] sous licence GNU [10].

9. http://gmt.soest.hawaii.edu/
10. http://www.gnu.org/licenses/lgpl.html

Chapitre 4

Le suivi géodésique des sites de géothermie profonde de Soultz-sous-Forêts et Rittershoffen et de leur environs

4.1 Introduction

Cette partie présente la mise en place du suivi géodésique et les résultats des mesures effectuées aux environs des sites de géothermie profonde en Alsace du nord que sont les sites de Soultz-sous-Forêts et de Rittershoffen, présentés dans la section 2.4. La localisation des sites et de l'acquisition SAR est montrée figure 4.1.

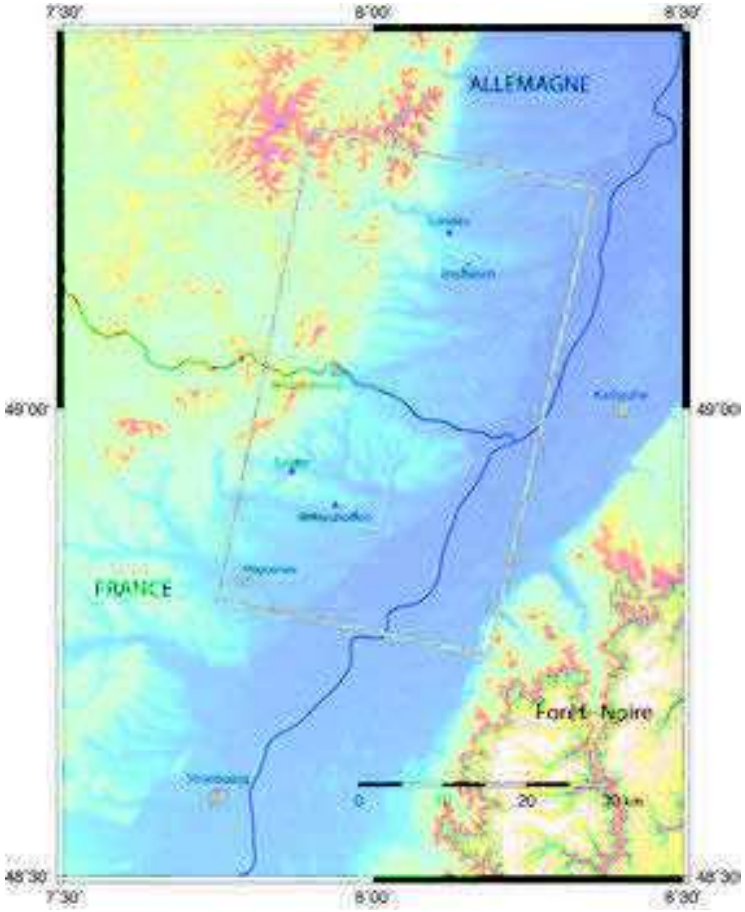


FIGURE 4.1 – Localisation de la zone d'étude. Ligne grise large, tracé de l'acquisition SAR en track descendante ; ligne grise fine, zone traitée dans ce chapitre

L'objectif est de réaliser une surveillance géodésique des sites de géothermie profonde de Soultz-sous-Forêts et de Rittershoffen dans le but d'avoir :

— un état des lieux avant l'exploitation des centrales,

— une surveillance pendant les phases de forages,

— une surveillance pendant les phases de stimulation.

La section 4.2 de ce chapitre présente les mesures et la stratégie de suivi géodésique. La section 4.3 expose les résultats des mesures GPS qui sont analysés dans la section 4.4. Les résultats InSAR sont présentés et analysés dans la section 4.5. La conclusion fait l'objet de la dernière section, la section 4.6.

4.2 les données satellitaires

L'acquisition SAR

L'acquisition SAR a été abordée dans la section 3.7. Les images SAR sont acquises avec le satellite TerraSAR-X de l'agence spatiale DLR pour le projet LAN1319. L'acquisition se fait sur l'orbite descendante 063, l'azimut du satellite est de 192°. La répétabilité du passage du satellite sur cette orbite est de 11 jours. L'angle de visé du satellite est d'environ 21° (LOS). Comme nous l'avons déjà vu, l'acquisition est en bande X avec une longueur d'onde de 3,1 cm. Ce qui correspond a un déplacement de 1,55 cm par cycle de phase (2π) du fait de la prise en compte du trajet aller-retour. La période totale d'acquisition s'étend entre avril 2012 et 2016.

Les résultats présentés ici sont issus du traitement de la période avril 2012 à octobre 2014, ce qui correspond à un jeu de 70 images SAR. La figure 4.2 détaille les lignes de base temporelle et spatiales des 69 interférogrammes utilisés pour le calcul des PSI. La zone couverte est rurale et comporte beaucoup de champs cultivés, comme le montre l'image optique de la figure 2.13. La couche superficielle du sol et son éventuelle couverture végétale sont donc soumises à de grandes variations suivant les saisons, ce qui est source de perte de cohérence dans les interférogrammes SAR. Afin de remédier à la faible densité des PSI, j'ai installé un réflecteur coin au sud de la centrale de Soultz-sous-Forêts, en co-location d'une station GNSS permanente. Mais le site a été vandalisé et la station GNSS a été volée. La position du réflecteur a été déréglée à plusieurs reprises et la co-location du réflecteur coin et du cGNSS a été de courte durée. Je n'ai donc pas pu utiliser le signal du réflecteur coin pour comparer mes résultats PSI à celui du cGNSS. Mais l'installation pourrait être renouvellée si le suivi géodésique est maintenu dans l'avenir.

Le réseau GNSS

L'implantation du réseau GNSS

La localisation

Le réseau de suivi des sites de géothermie se constitue de 6 stations cGNSS. Leur localisation est présentée figure 4.3. Il a été décidé de privilégier l'installation des GNSS dans des emplacements déjà existants et dédiés à la surveillance sismologique. Ces emplacements sont des enclos situés dans des champs. J'ai réalisé des

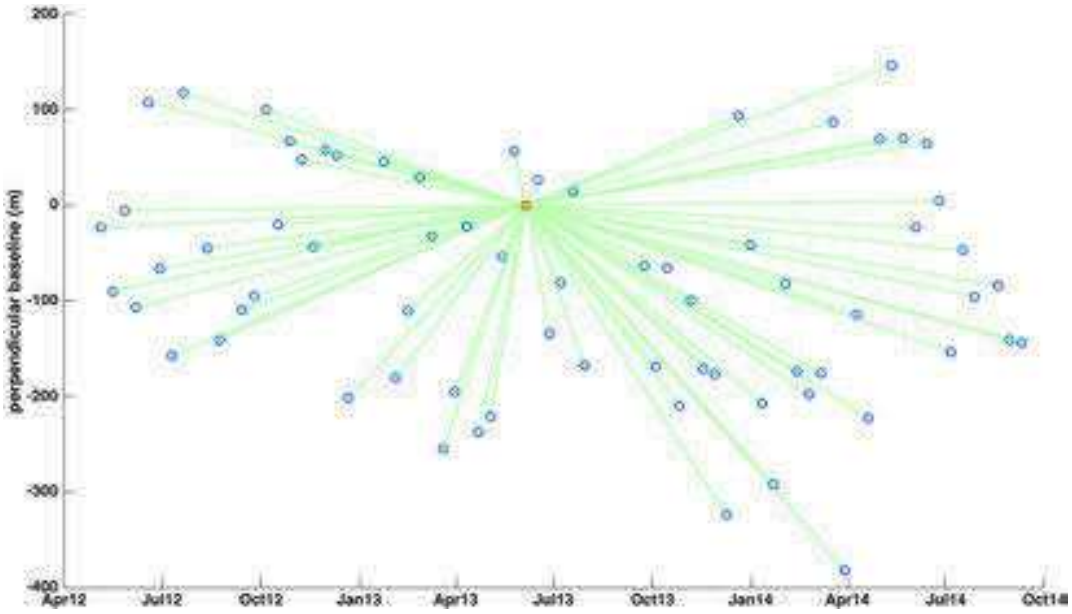


FIGURE 4.2 – Lignes de base temporelle (en abscisse) et spatiale (en ordonnée) entre les 70 images SAR traitées. Cercle rouge, image SAR maître ; cercles bleus, images SAR esclaves ; lignes vertes, interférogrammes

tests afin de vérifier la qualité du signal GNSS dans l'environnement de l'enclos et pour choisir l'emplacement optimal dans l'enclos (annexe L).

J'avais fait une recherche préalable pour choisir l'emplacement du réseau suivant différents critères, ils sont listés ci-dessous :

— la stabilité du site et la qualité du signal GNSS sur le site,

— la distance par rapport aux sites de géothermie,

— la distribution spatiale du réseau.

Il n'a pas été possible de couvrir équitablement les différents azimuts du fait de la présence de la forêt au sud. Mais étant donné que l'orientation des failles principales est proche de la direction N-S (figure 2.8), la répartition est-ouest est pertinente. J'ai essayé de couvrir différents blocs géologiques séparés pas des failles selon un axe ouest-est.

L'installation des stations

L'installation des piliers de ECOG, RITT et STUN a été réalisée par l'équipe réseau ÉS. Un forage de 40 cm de diamètre a été réalisé pour y installer un pilier en béton de 23 cm de diamètre. Le pilier est cimenté dans le forage. À ce pilier d'une longueur de 2,20 m a été fixée une barre métallique pour gagner en profondeur. La base est installée à 1,90 m de profondeur pour le site ECOGI et à 2,70 m de profondeur pour les sites dans les enclos sismologiques RITT et STUN. La finition du pilier externe a été réalisée par l'atelier de l'EOST pour

FIGURE 4.3 – Réseau des 6 stations GNSS du suivi des sites de géothermie de Soultz (GEIE) et de Rittershoffen (ECOGI). Lignes roses, lignes de base entre les sites ; fond de carte, image optique Google.

atteindre une hauteur respective de 1,80 m, 1,84 m et 1,95 m pour les stations d'ECOG, RITT et STUN. Les piliers ont un diamètre externe de 30 cm. Ils n'ont pas de coffrage. L'antenne est fixée par un support en laiton scellé dans le pilier. La distance entre le haut du pilier et le bas de l'antenne est respectivement de 10 cm, 11 cm et 11 cm. La figure 4.4(a) montre l'installation de la station RITT. Les stations ECOG et STUN sont présentées en figure 4.4(b).

Le pilier sur le site de géothermie correspondant au puits GPK1 est scellé sur une ancienne dalle béton de 3,05 m x 2,54 m (figure 4.5(a)). Il a un diamètre de 30 cm et une hauteur de 28,2 cm. L'antenne est fixée sur une tige en laiton, l'écart entre le dessus du pilier et le bas de l'antenne est de 11,2 cm. Le pilier de GPK2 a été installé sur une ancienne dalle béton qui avait servie à accueillir un pied de la foreuse (figure 4.5(b)). Le pilier a une hauteur de 35,0 cm, il a un diamètre initial de 30 cm, consolidé par un caisson carré de 32,4 cm de côté. L'antenne est fixée à 7 cm de hauteur par rapport au sommet du pilier.

TABLE 4.1 – Réseau GNSS

Station	installation du support	début des observations	type d'installation
HATN	27 septembre 2012	27 septembre 2012	tige sur un mur
ECOG	3 mai 2013	4 juillet 2013	pilier
RITT	3 mai 2013	4 juillet 2013	pilier
STUN	3 mai 2013	4 juillet 2013	pilier
GPK1	3 mai 2013	4 juillet 2013	pilier
GPK2	6 février 2014	14 avril 2014	pilier

(a) station RITT. A et B mise en place du pilier. C, vue vers le sud de l'installation en fonctionnement (photographies : C. Heimlich)

(b) stations ECOG (A) et STUN (B) (photographies : C. Heimlich & F. Masson)

FIGURE 4.4 – Photographies des stations RITT, ECOG et STUN

(a) station GPK1 (b) station GPK2

FIGURE 4.5 – Photographies des stations du site de Soultz-sous-Forêts (C. Heimlich)

Le matériel GNSS

Le matériel utilisé pour le réseau GNSS se constitue d'un récepteur TRIMBLE NETR9 et d'une antenne TRIMBLE Zephyr 2. La station HATN était pourvu d'une antenne TOPCON TPSPG_$A1$+GP et d'un récepteur TPS GB−1000 (T225888) jusqu'au 3 septembre 2013. Un système TRIMBLE identique aux autres sites a été installé le 5 septembre 2013. Le calendrier des installations est présenté dans le tableau 4.1. Il n'y a pas d'acquisition pour la station de HATN entre le 25 juillet 2013 et le 10 août 2013 ainsi que le 4 septembre 2013 et pour la station ECOG entre le 3 septembre 2013 et le 24 septembre 2013.

Contrôle qualité du réseau Il est possible de représenter graphiquement les résidus selon la géométrie de l'acquisition et selon le temps (figure 4.6). La représentation graphique des résidus permet d'identifier des effets des multi-trajets. Les résidus haute fréquence qui se répètent au cours du temps sont liés à la géométrie d'acquisition, alors que les résidus qui ne se répètent pas au cours du temps sont liés à des phénomènes transitoires. Un exemple de cause de variations transitoires est le délai troposphérique.

La représentation des résidus montre la perturbation du pilier de l'antenne WIFI de l'enclos. Les résidus ont des valeurs maximales à l'EST, entre 30 et 148° d'azimut, pour la station RITT et à l'ouest, entre −30 et −150° d'azimut, pour la station STUN, ce qui correspond bien à la position des piliers WIFI relativement au pilier GNSS. Dans le cas d'ECOGI, la perturbation maximale est plus au nord-est, entre 30 et 120°. Ce qui correspond à la localisation du mât d'éclairage du site qui est à proximité de la station. Un exemple de représentation des résidus pour la station RITT est présenté figure 4.6.

Les valeurs des résidus sont correctes pour les stations du réseau. Les RMS oscillent entre 7 et 9 mm. Dans notre exemple pour RITT elle est de 7,8 mm.

Il est possible d'améliorer la qualité du résultat en corrigeant les résidus systématiques (Knöpfler, 2015).

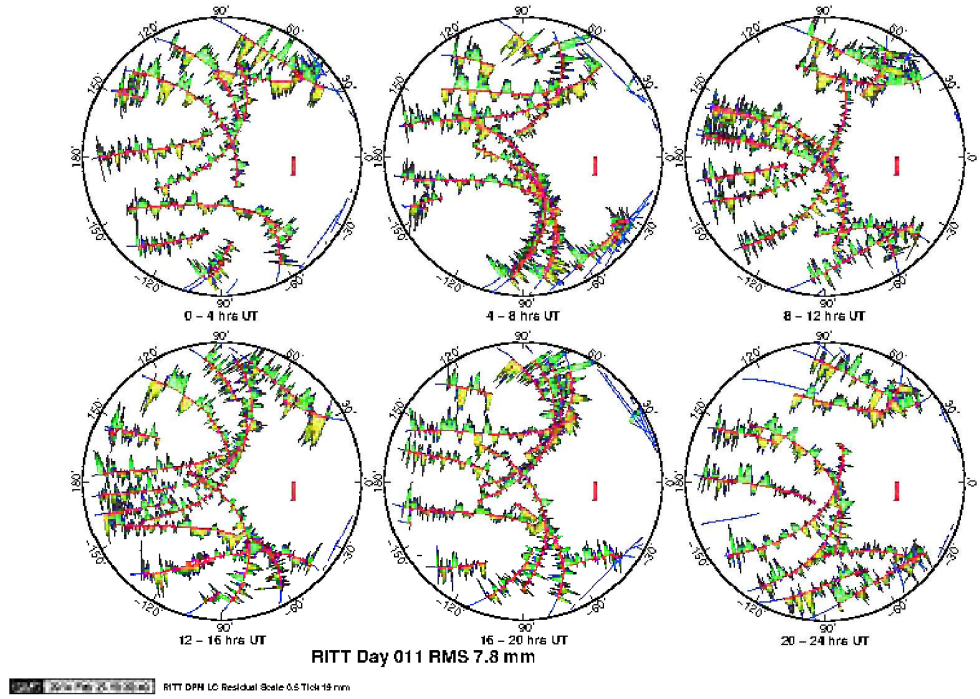


FIGURE 4.6 – Représentation de l'acquisition du signal GNSS par rapport à l'azimut et à l'élévation des satellites émetteurs vu par la station RITT le 11 janvier 2014. Chaque cercle correspond à 4 heures de mesures. Dans chaque cercle, la position de l'antenne est représentée par le rectangle rouge. Lignes rouges, orbites des satellites ; lignes noires, RMS du signal GNSS de chaque satellite ; lignes bleues, orbites des satellites non enregistrés.

4.3 Les résultats GPS

Qualité des stations

La vitesse

Les vitesses calculées à partir des séries temporelles GPS sont représentés dans le tableau 4.2 pour chaque station du traitement GPS. La RMS est maximale en vertical pour les station GPK1 et GPK2.

La RMS de ZIMM est élevée en composante est (2,46 mm) du fait de la présence de beaucoup de valeurs aberrantes alors que la station n'est quasiment pas affectée par des variation saisonnières. Contrairement à la station SJDV par exemple dont la RMS est de 1,08 mm. J'ai effectué des traitements avec plusieurs configurations de réseau. En retirant les stations qui me semblaient les moins stables, mais je n'ai pas obtenu de résultat significatif en terme d'amélioration.

Une station peut présenter des variations sur les composantes horizontales et être stable en déplacements verticaux ou inversement. Il est possible d'adapter la stratégie de traitement suivant la composante que l'on souhaite privilégier.

Les résultats obtenus en terme de vitesse (tableau 4.2) sont proches des valeurs de référence déterminée par l'ITRF (tableau 4.3), au regard de la durée de la série temporelle (3 ans). Les écarts varient entre 0,02 et 0,80 mm/an.

Les séries temporelles

Les résultats sont présentés sous forme de série temporelle des déplacements, soit de la station étudiée, soit de la ligne de base entre deux stations. Les lignes de base correspondent aux différences entre les variations de position des stations. Il est possible de représenter chaque composante séparément (N, E, U) ou de présenter la variation de la longueur totale de la ligne de base (L). Les distances des différentes lignes de base sont présentées dans le tableau 4.5. Le calcul en ligne de base permet de s'affranchir des déplacements liés aux variations à grande longueur d'onde, comme par exemple les effets de surcharge et de gagner en précision.

La figure 4.8 montre les variations de ligne de base présentées suivant la longueur de la ligne de base. Nous observons que la dispersion des résultats diminue avec le raccourcissement des lignes de base. En ligne de base verticale (figure 4.9), la dispersion est minimale pour les stations proches telles que HATN-RITT

TABLE 4.2 – résultats GPS par site. Vitesse moyenne (mm/an) et RMS après correction de la tendance (mm)

site	vitesse (mm/an)			RMS (mm)		
	NORD	EST	UP	NORD	EST	UP
ECOG	16.00	19.53	-0.52	0.93	0.93	3.67
GPK1	15.59	19.25	2.02	1.02	0.84	6.61
GPK2	15.84	18.66	1.05	0.98	0.87	5.36
HATN	15.70	18.95	0.30	0.82	0.86	3.57
RITT	15.66	18.99	-0.27	1.00	0.84	3.77
STUN	16.24	18.70	0.04	1.12	0.84	3.56
DRUS	15.75	19.06	-0.89	0.92	0.96	2.82
ENTZ	15.86	20.04	-3.34	0.91	1.13	2.52
ERCK	15.85	18.75	-0.65	0.78	0.85	2.85
MLVL	15.71	19.68	-2.95	0.96	1.90	3.83
SJDV	16.09	19.23	0.17	0.83	1.08	2.51
STJ9	15.75	18.91	-0.02	0.60	0.64	2.00
WTZR	15.83	21.08	1.24	0.91	1.17	3.51
ZIMM	16.34	19.01	1.33	1.98	2.46	2.51

TABLE 4.3 – Vitesse des sites de référence de l'ITRF (Altamimi et al., 2011)

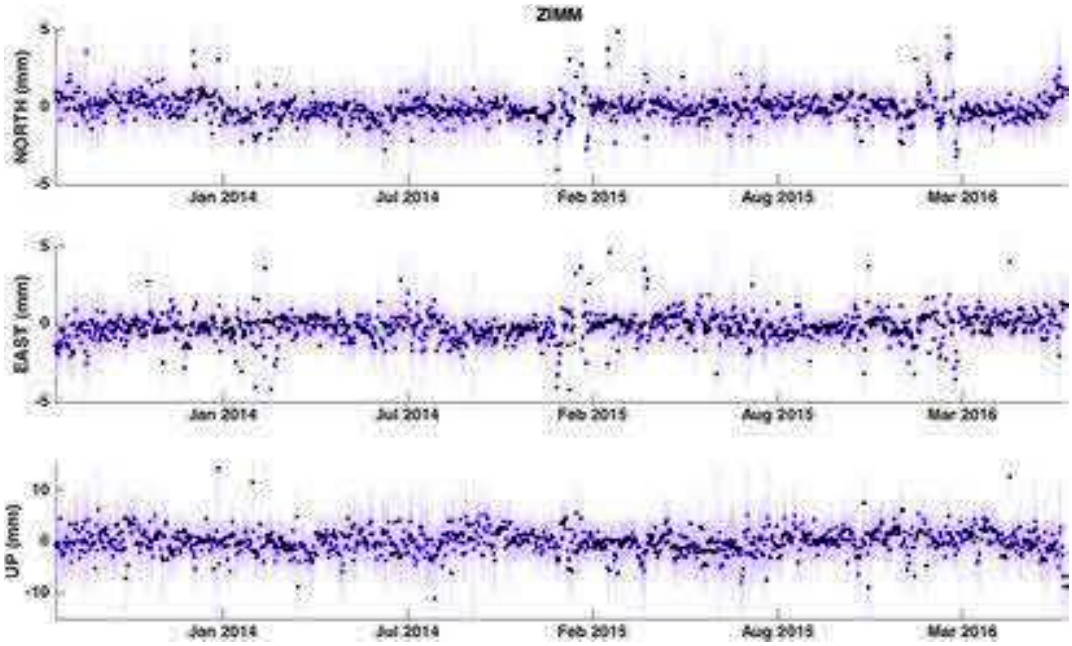
référence	site	vitesse (mm/an)	
		NORD	EST
ITRF08	SJDV	15,96	19,53
ITRF08	WTZR	15,55	20,28
ITRF08	ZIMM	16,32	19,68

TABLE 4.4 – Position des différents sites

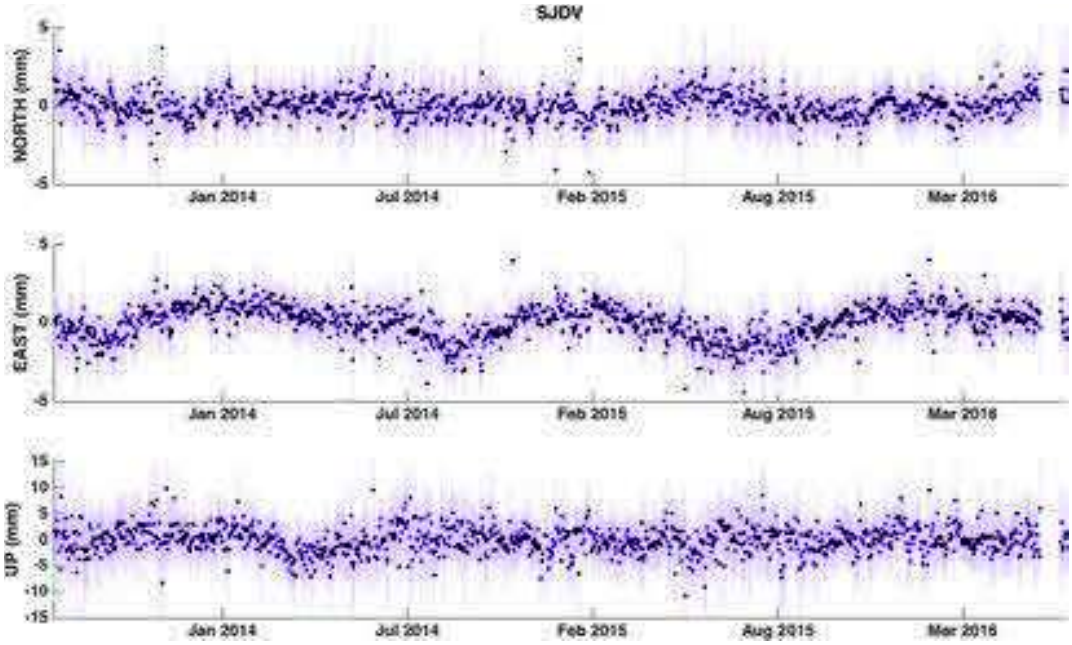
site	NORD (m)	EST (m)	vertical (m)
ECOG	5443135,4313	580920,5499	197,8874
GPK1	5447429,9210	575149,7072	197,7637
GPK2	5447022,3528	575401,0616	222,4784
HATN	5443468,5430	583469,6305	205,2744
RITT	5442891,7707	582654,7641	191,1208
STUN	5445661,7839	584567,6882	190,9367

TABLE 4.5 – Distance des lignes de base (m) entre les différents sites d'observation. L'écart est calculé par site2-site1

site1	site2	NORD	EST	vertical	distance totale
ECOG	GPK1	4294.4909	-5770.8414	-0.1237	6832.1333
ECOG	GPK2	3886.9167	-5519.4941	24.5917	6435.2067
GPK1	GPK2	-407.5742	251.3475	24.7143	448.2030
HATN	ECOG	-333.1124	-2549.0814	-7.3868	2608.7456
HATN	GPK1	3961.3785	-8319.9228	-7.5106	8838.8245
HATN	GPK2	3553.8044	-8068.5752	-17.2044	8495.3597
HATN	RITT	-576.7724	-814.8665	-14.1535	1054.7946
HATN	STUN	2193.2408	-1098.0575	-14.3376	2565.8225
RITT	ECOG	243.6600	-1734.2149	6.7667	1721.4512
RITT	GPK1	4538.1509	-7505.0564	6.6429	8357.3053
RITT	GPK2	4130.5768	-7253.7088	31.3581	7984.3055
STUN	ECOG	-2526.3532	-3647.1389	6.9508	4663.8960
STUN	GPK1	1768.1377	-9417.9804	6.8271	9403.7072
STUN	GPK2	1360.5634	-9166.6327	31.5422	9152.4998
STUN	RITT	-2770.0132	-1912.9240	0.1842	3546.6740

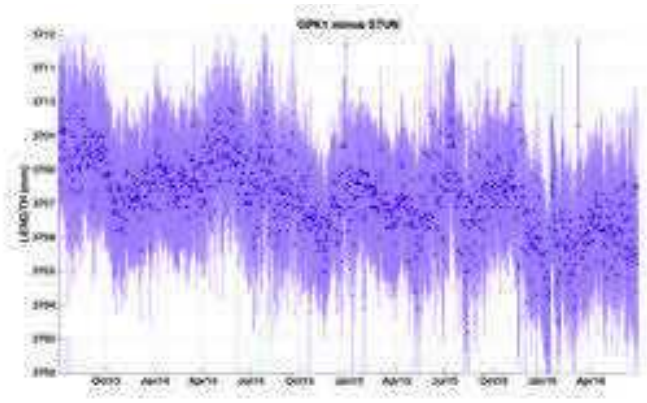


(a)

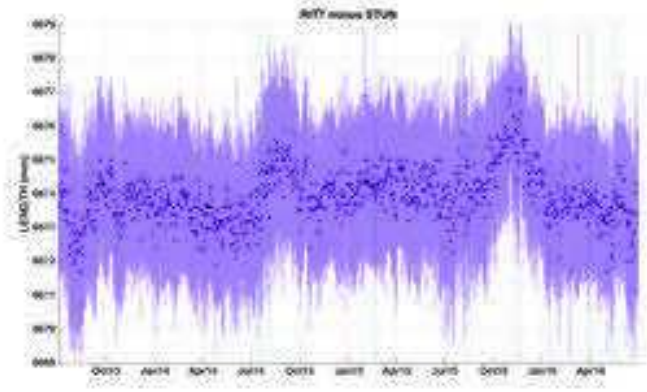


(b)

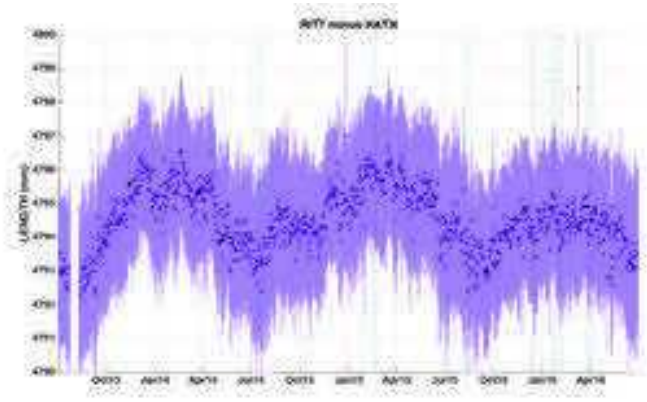
FIGURE 4.7 – Séries temporelles (N, E, U) des stations ZIMM (a) et SJDV (b) avec correction de la tendance. Points noirs, solution journalière ; barres roses, SD



(a) GPK1-STUN

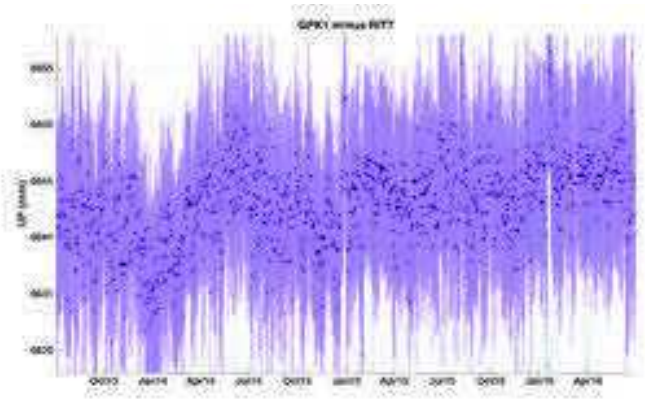


(b) RITT-STUN

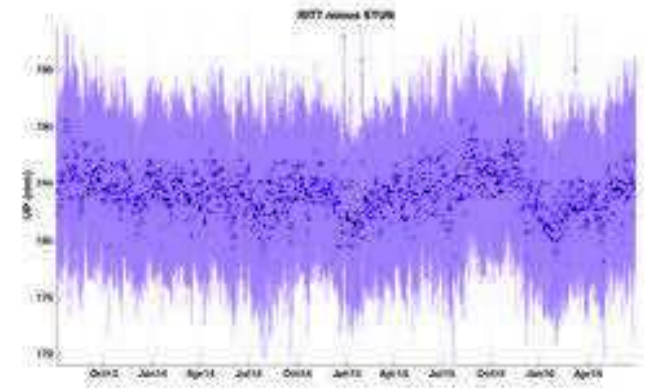


(c) RITT-HATN

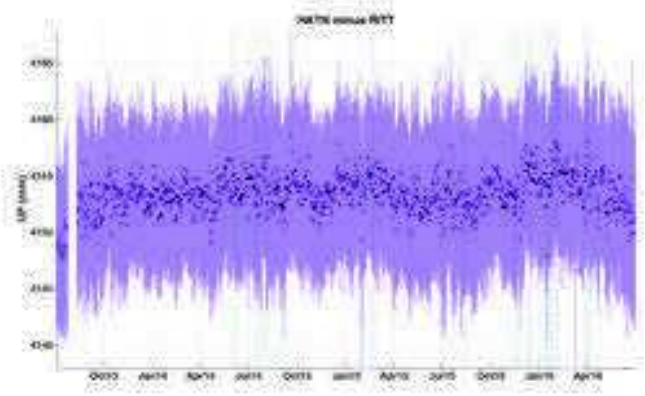
FIGURE 4.8 – Série temporelle des variations en ligne de base. La ligne de base la plus grande est en (a), la plus petite en (c).



(a)



(b)



(c)

FIGURE 4.9 – Série temporelle des variations en ligne de base pour la composante verticale

(c) et maximale pour les stations éloignées telles que GPK1-STUN (a).

La RMS est particulièrement élevée pour l'ensemble des résultats avec la station GPK1. Mais en analysant plus en détail, on observe que les lignes de base à partir de la station GPK1 montrent des variations d'amplitude de l'ordre de 5 mm. Pour de plus petites fenêtres temporelles, on observe que le signal suit des oscillations, la dispersion est plus faible en réalité (figure 4.10).

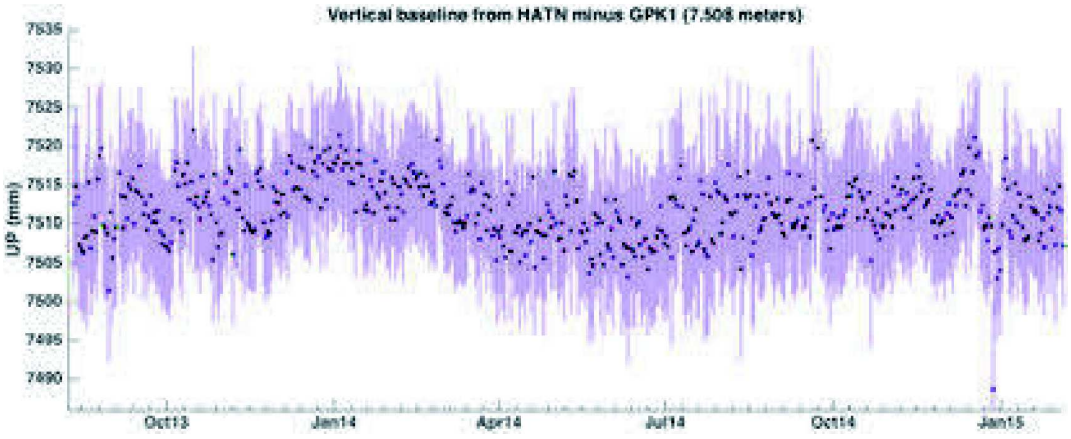


FIGURE 4.10 – Série temporelle de la ligne de base verticale entre HATN et GPK1. On observe des oscillations, notamment entre octobre 2014 et janvier 2015.

Les variations saisonnières

Au premier ordre, il existe une variation saisonnière dont l'amplitude varie suivant les sites. Cette variation est également visible en gravimétrie. Rosat et al. (2009) comparent les mesures de gravimétrie aux modèles de surcharge hydrologique ainsi qu'au cGNSS (STJ9) au niveau de l'observatoire J9 près de Strasbourg. Cette variation est expliquée par la surcharge induite par les variations hydrologiques du sol. Un sol chargé en eau va induire une flexure de la croûte est donc une subsidence. Dans le cas de la gravimétrie, la surcharge hydrologique créée un apport de masse et ainsi une augmentation de la pesanteur. Le site de gravimétrie de J9 est sous-terrain, pour ce site, l'effet de surcharge créé par un apport superficiel hydrologique est une diminution de la pesanteur.

Comparaison avec des modèles de surcharge atmosphérique

J'ai comparé mes résultats GPS avec des modèles de surcharges hydrologiques et atmosphériques disponibles sur le site de Jean-Paul Boy [1]. Le site propose différents modèles, dont :

— ERAin-hydro : modèle de surcharge hydrologique continentale,

1. http://loading.u-strasbg.fr

— ERAin : modèle de surcharge atmosphérique,

— ECCO : modèle de surcharge océanique non tidale calculé à partir du modèle de circulation océanique générale ECCO.

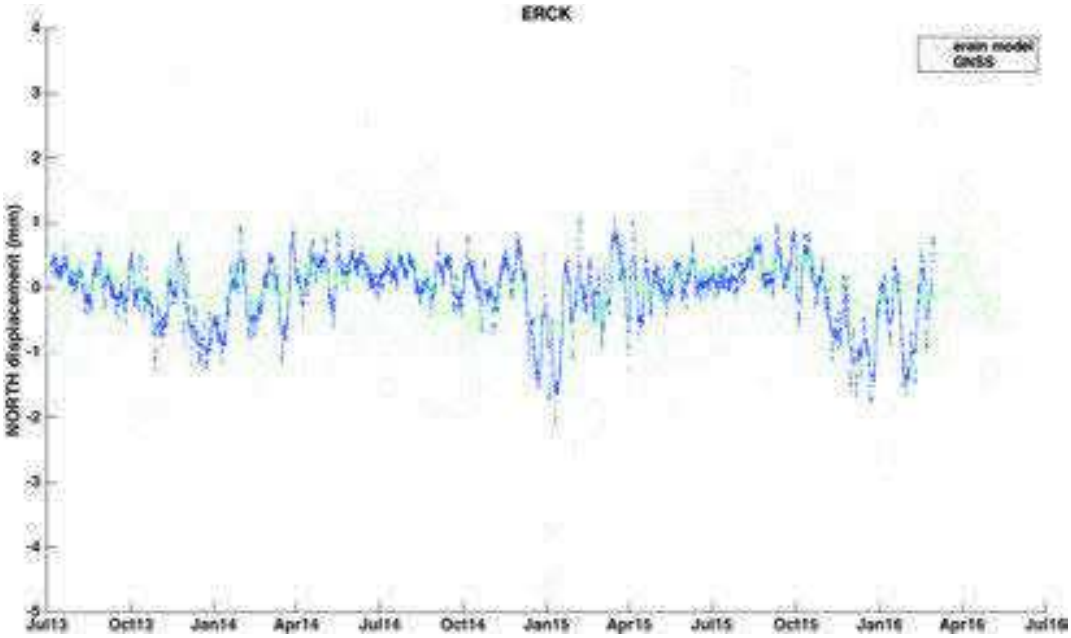
Un exemple de comparaison entre les mesures GNSS et l'effet de la surcharge atmosphérique pour la station ERCK est montré figure 4.11. L'amplitude des variations est de l'ordre de 1 mm pour la composante annuelle de la surcharge. Les valeurs moyennées des variations annuelles GPS sont également de l'ordre de 1 mm pour la composante est et inférieure pour la composante nord. On retrouve les variations au premier ordre sur les composantes horizontales. Les surcharges sont des phénomènes à grande longueur d'onde. Le déplacement lié à la surcharge devrait être corrigé dans la présentation en ligne de base.

La dispersion

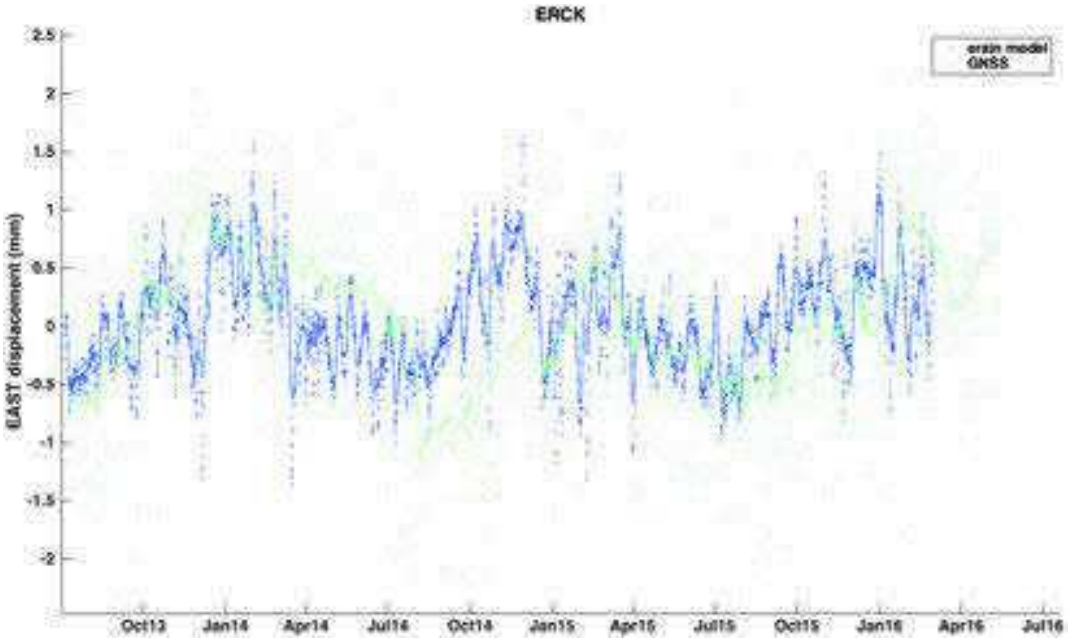
Les séries temporelles montrent plus de dispersion pendant la saison estivale. Cette dispersion est liée à une augmentation de l'humidité dans l'atmosphère pendant les périodes les plus chaudes. L'été est la période de l'année la plus humide dans le Fossé rhénan (Minářová, 2013).

Les déplacements verticaux

Les déplacements verticaux des sites de géothermie sont présentés figure 4.12. La tendance du site GPK1 semble bien en surrection comme l'indique le calcul de la vitesse moyenne (tableau 4.2). Les maxima des variations saisonnières augmentent avec le temps ainsi que les minima. La tendance pour GPK2 est quant à elle en subsidence mais la longueur de la série temporelle ne permet pas de faire une estimation correcte de la tendance. Le calcul de la tendance à Rittershoffen (ECOG) montre une légère subsidence. Mais là aussi la série temporelle n'est pas assez longue pour en être assuré, l'écart des maxima des variations saisonnières n'est pas significatif. De plus, il manque l'acquisition en été 2013 qui correspond aux minima des variations saisonnières. La tendance à la surrection pour GPK1 se retrouve dans les résultats en ligne de base avec les autres stations du réseau (exemple figure 4.9a).

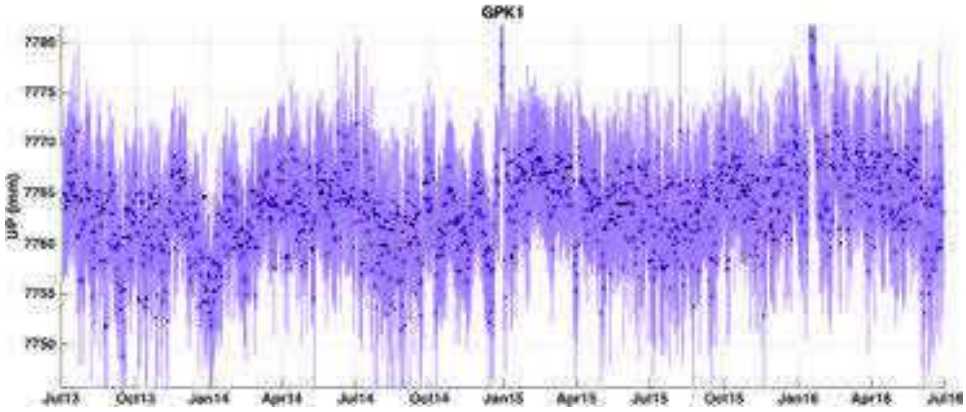


(a) Composante nord

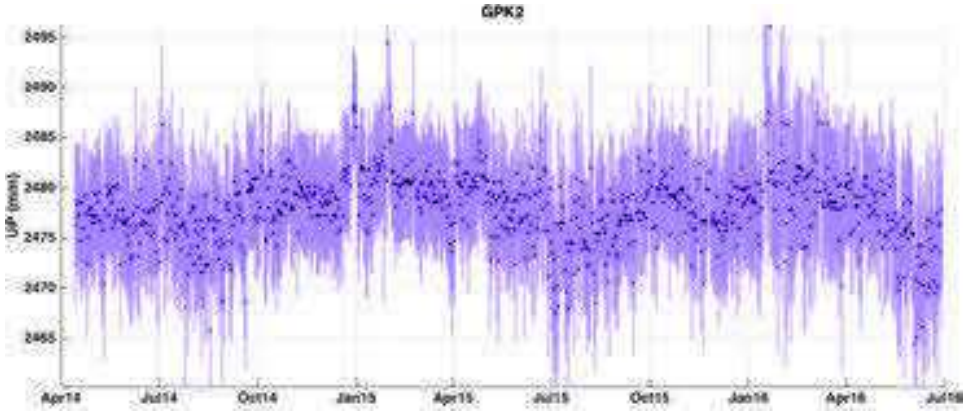


(b) Composante est

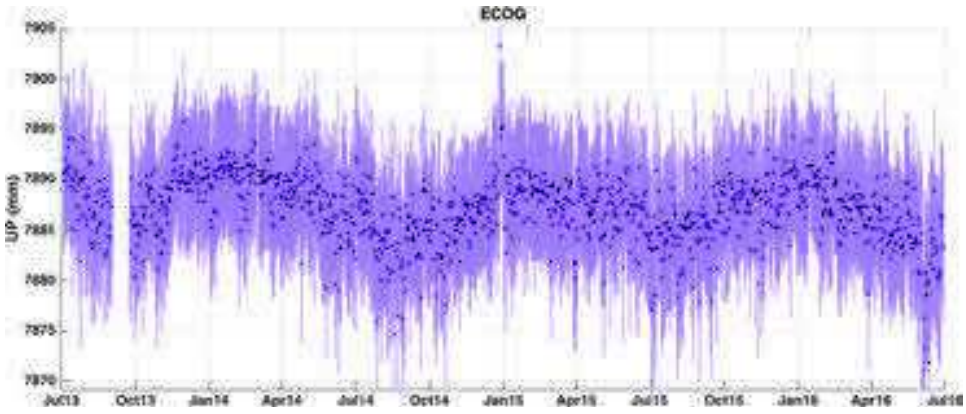
FIGURE 4.11 – Comparaison des variations GPS et de la surcharge continentale atmosphérique. Les points représentent les données, les lignes sont des moyennes des données ; en bleu, modèle de surcharge ; en vert, résultats GPS.



(a)



(b)



(c)

FIGURE 4.12 – Série temporelle des déplacements verticaux des stations GPS des sites de géothermie

4.4 Analyse des résultats GPS

Les tendances

Les séries temporelles des lignes de base font état d'une variation saisonnière. Pour les lignes de base, STUN-ECOG, STUN-RITT et STUN-HATN en composante nord, la phase des variation saisonnières est proche. Les valeurs minimales sont atteintes au printemps et les valeurs maximales après l'été. Les valeurs minimales correspondent à un rapprochement des sites selon l'axe NORD-SUD. Pour ces trois lignes de base, il existe également une tendance sur l'ensemble de la série temporelle qui va vers l'éloignement des sites ECOG, RITT et HATN par rapport à STUN qui est le plus au nord où les écarts de vitesse sont sensibles (tableau 4.2). La variation saisonnières des lignes de base nord entre STUN et GPK1 et

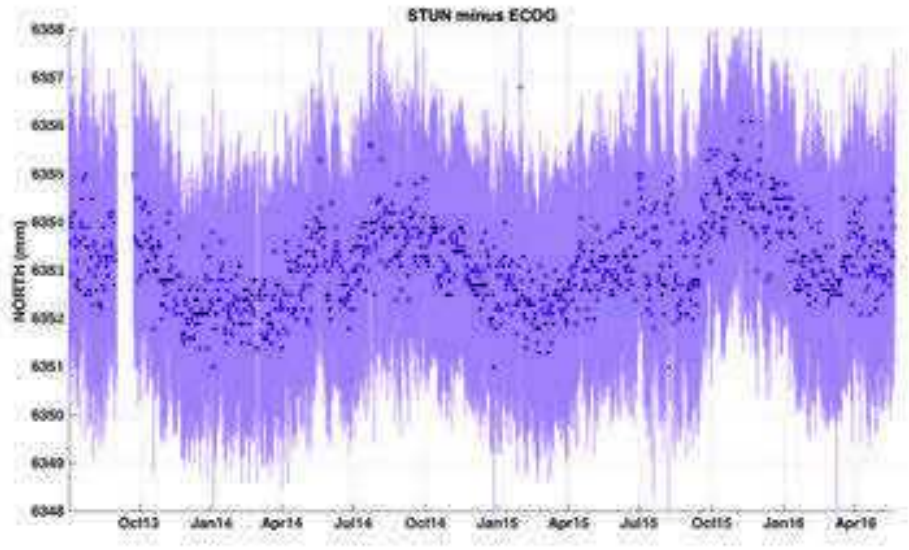


FIGURE 4.13 – Série temporelle de la ligne de base nord entre STUN et ECOG

GPK2 est inversée, les stations GPK sont au nord de STUN, les stations précédentes sont au sud. Il a une sensible tendance dans les séries temporelles vers le rapprochement des stations, mais les séries temporelles sont inférieures à 4,5 ans de mesures ce qui ne permet pas de définir une tendance correcte sans la correction de la variation saisonnière. Selon Blewitt et Lavallée (2002), il faut un minimum de 2,5 ans de mesures continues pour une estimation de la vitesse et un minimum de 4,5 ans pour s'affranchir de l'impact du signal saisonnier sur la détermination de la vitesse. Peut-être que la tendance n'est pas une tendance mais une augmentation de l'amplitude du signal saisonnier ?

Concernant les autres lignes de base, il y a une légère tendance vers l'éloignement pour la ligne de base ECOG-RITT. L'ensemble de ces stations (STUN,

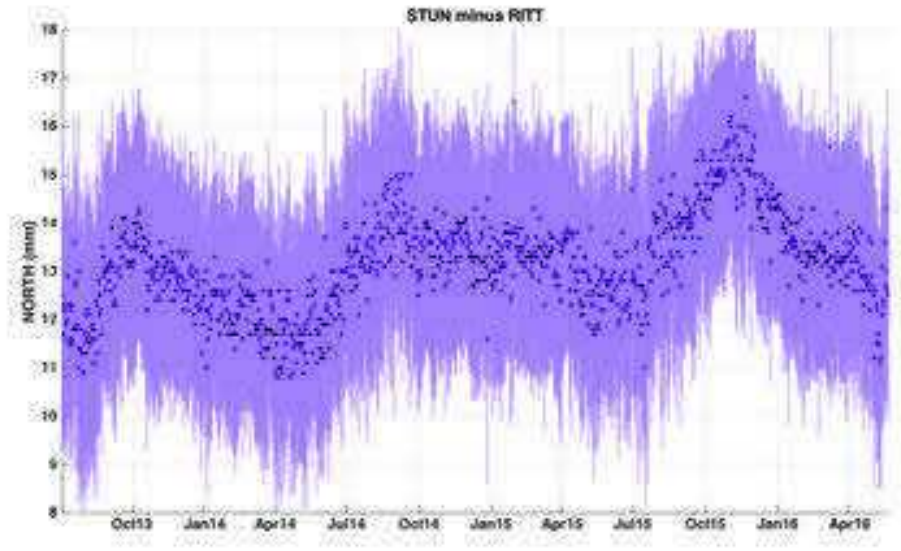


FIGURE 4.14 – Série temporelle de la ligne de base nord entre STUN et RITT

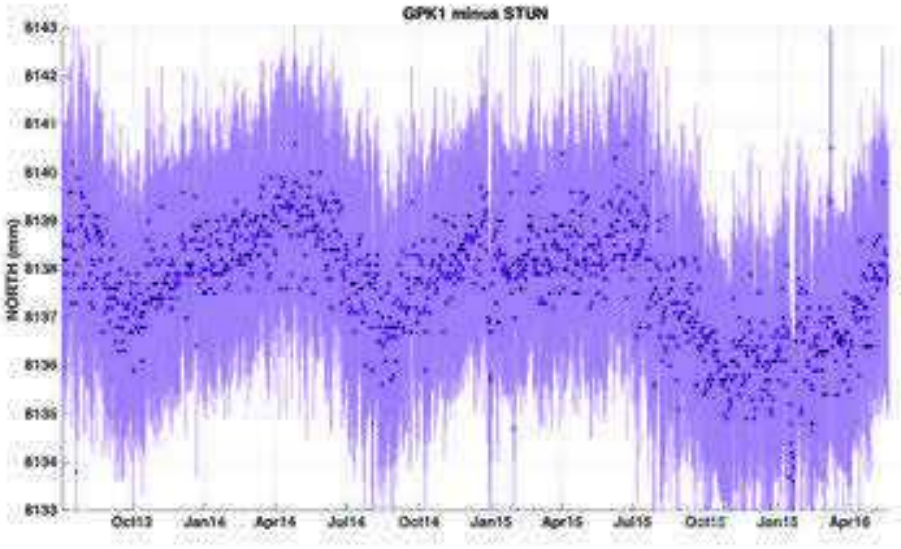


FIGURE 4.15 – Série temporelle de la ligne de base nord entre STUN et GPK1

RITT, ECOG) sont sur des piliers, il est délicat de discriminer entre le déplacement de la monumentation et celui du sol. La monumentation avec des piliers peut être la source de déplacements millimétriques (Herring, 2014).

Les sauts

On observe des sauts dans certains résultats, j'ai fait un repérage des dates de ces sauts pour observer leur redondance dans les différentes séries temporelles. Certains sauts se présentent comme un décalage qui affecte la mesure pendant une période précise. Par exemple entre le 4 février 2016 et le 29 mars 2016 pour GPK2. Le 13 août 2015 entre ECOG et HATN. J'ai représenté certaines dates sur les séries temporelles par des barres verticales discontinues bleues. Elles sont analysées par sites ci-dessous.

Analyse par site

GPK1

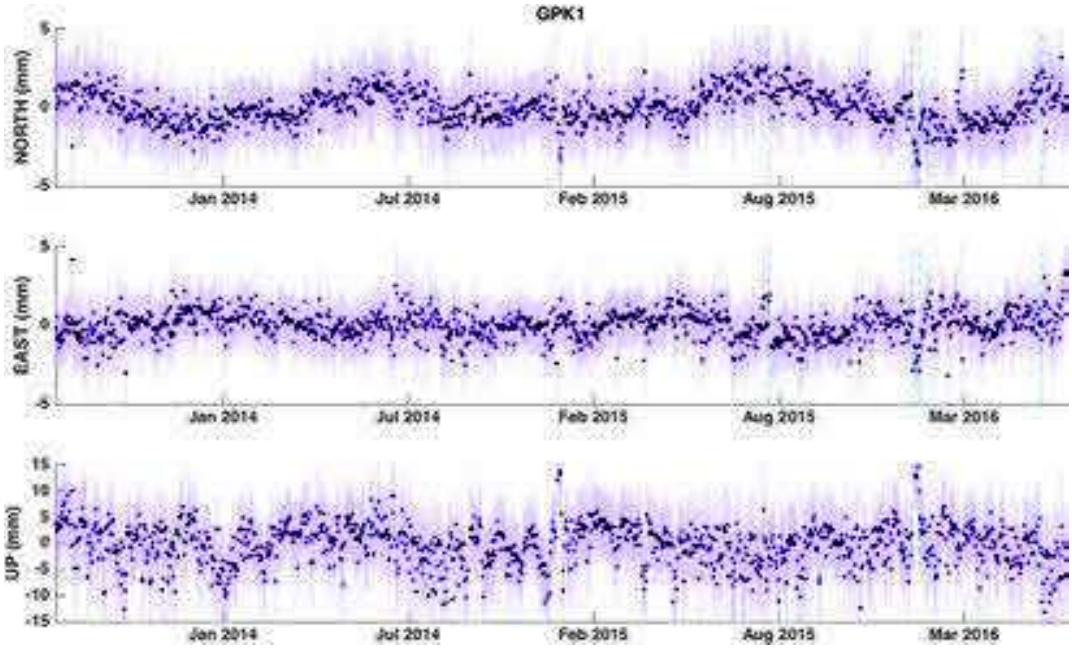
Les séries temporelles des lignes de bases verticales avec GPK1 comportent des périodes où l'on observe des oscillations sur la composante verticale (figure 4.10 et 4.16(a)).

Sur la période septembre-2013 à mars 2014, il y a des variations en escalier. Sur la période septembre 2014 à janvier 2015, les oscillations sont plus symétriques. Ces oscillations s'observent principalement sur la composante verticale de la station et ont des amplitudes supérieurs à 5 mm (figure 4.16(a)). Certains pics se retrouvent en décalage dans la série temporelle de la station de référence WTZR mais à des amplitudes plus faibles. Si ces oscillations sont un artefact issu du traitement, les représentations en ligne de base ne devraient pas être affectées par cet artefact à des amplitudes pluri-millimétriques. Nous avons vu dans la chapitre 3 que des variations de 5 mm sur une station de référence ont eu un impact sur les autres séries temporelles de moins de 1 mm. Il peut cependant s'agir d'un phénomène géophysique plus global qui serait amplifié localement. La comparaison des variations liées à la surcharge atmosphérique montre des corrélations sur cette période entre les déplacements GPS et ceux du modèle atmosphérique. On retrouve les oscillations entre septembre 2014 et février 2015 dans la série temporelle de la surcharge (figure 4.17, station WTZR).

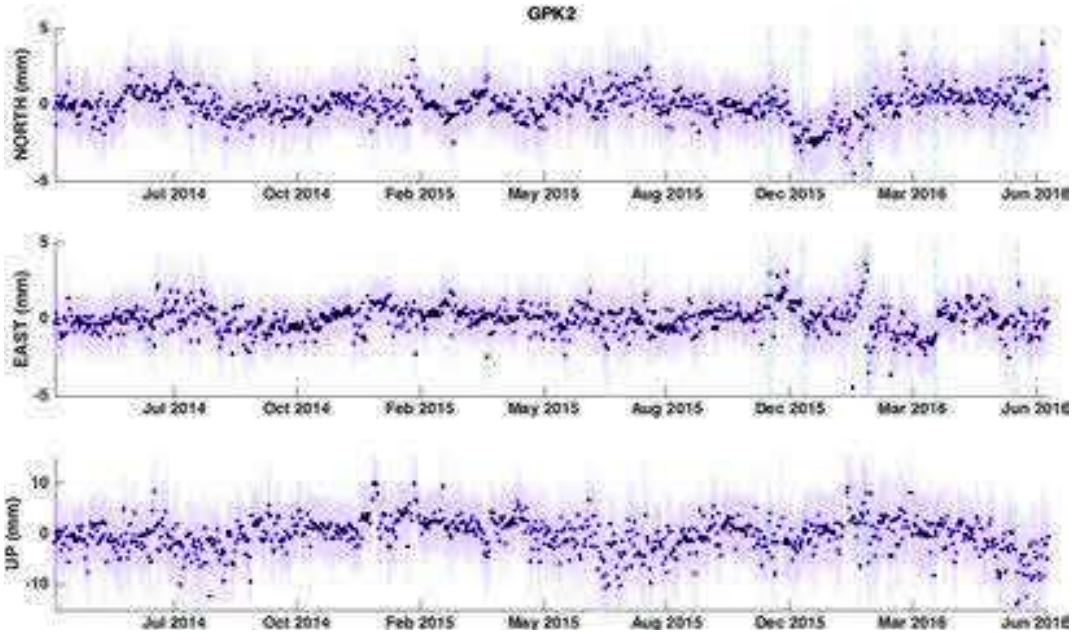
La comparaison avec la série temporelle de la station GPK1 montre quant à elle, que pour la période entre octobre 2014 et février 2015, les variations de la position verticale sont en corrélation avec les variations inverses des déplacements liés à la surcharge (figure 4.18).

GPK2

La série temporelle des trois composantes de GPK2 est présentée figure 4.16(b). On observe différents sauts dans la série temporelle. Le saut le plus important se situe le 4 février 2016, l'amplitude est de 5,3 mm sur la composante est. Un autre saut se situe le 30 mars 2016. La composante est est celle qui est la plus

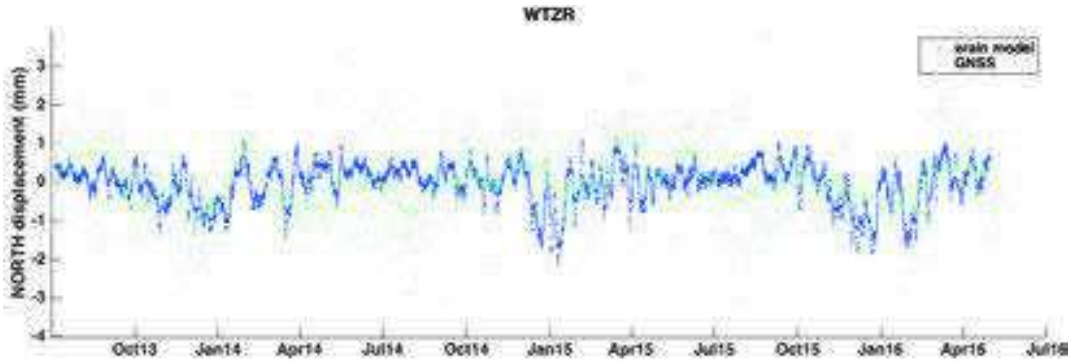


(a) station GPK1



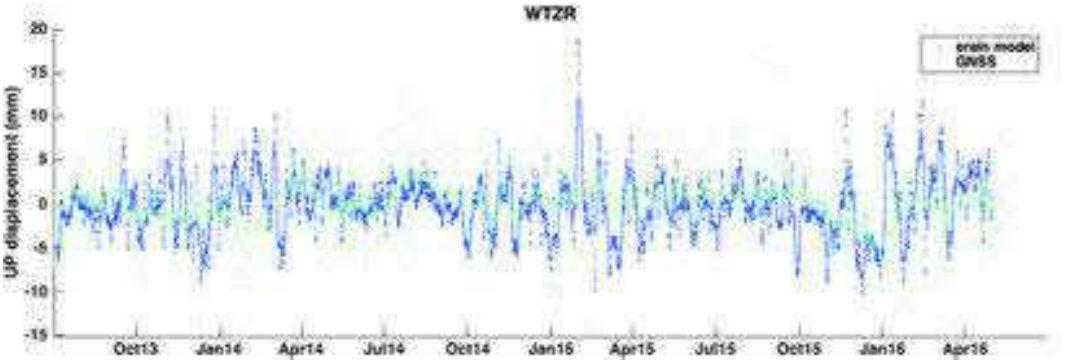
(b) station GPK2

FIGURE 4.16 – Séries temporelles des déplacements N, E, U corrigés de la tendance.



(a) composante nord

(b) composante est



(c) composante verticale

FIGURE 4.17 – Comparaisons entre les déplacements de WTZR corrigés de la tendance (en vert) et les déplacements liés à la surcharge atmosphérique (en bleu). Les courbes sont des valeurs moyennées des points.

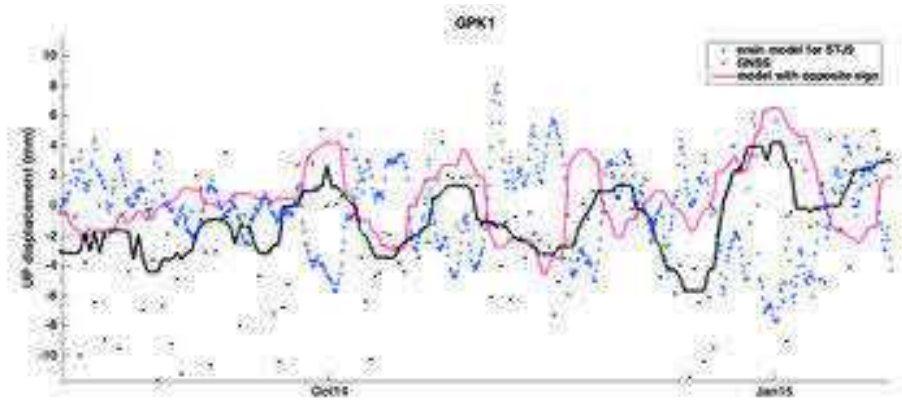


FIGURE 4.18 – Comparaison des déplacements verticaux de la station GPK1 avec le modèle de surcharge atmosphérique. Courbe noire, mesures GPS moyennées ; points noirs, mesures GPS journalières ; points bleus, modèle de surcharge ; courbe rouge, moyenne inversée des déplacements issus du modèle.

affectée par ces sauts. Le saut correspond à cette période se retrouve dans les séries temporelles des lignes de base impliquant la station GPK2 (figure 4.20.

Il y a également des variations entre décembre 2015 et janvier 2016 qui sont observables sur les trois composantes. Des barres verticales de la série temporelle représentent les 13 décembre 2015 et le 15 janvier 2016. A la mi-janvier 2016, on observe un décalage pour les composantes est et verticale. Un décalage de plus de 3 mm est visible en ligne de base (figure 4.19) Sur le site, du matériel a été déposé autour de l'antenne GPS pendant cette période. Or une modification de l'environnement peut avoir une incidence sur la mesure GPS (section 3.4).

ECOG

Je n'ai pas observé de déplacement significatif à Rittershoffen (site ECOG figure 4.22). La seule variation systématique que j'observe se situe vers le 13 août 2015, ce qui correspond aussi à la période où l'amplitude de la variation saisonnière est à son maximum (figure 4.21).

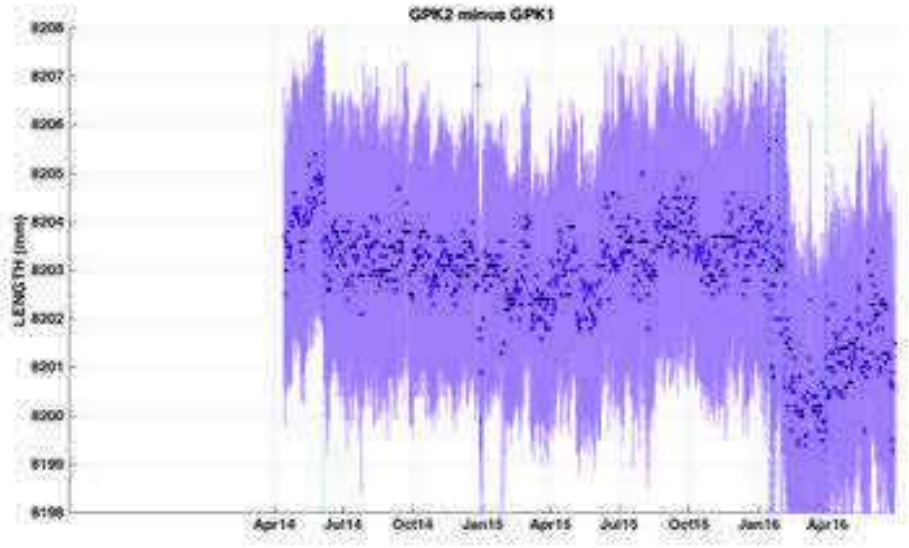


FIGURE 4.19 – Série temporelle de la ligne de base entre GPK1 et GPK2

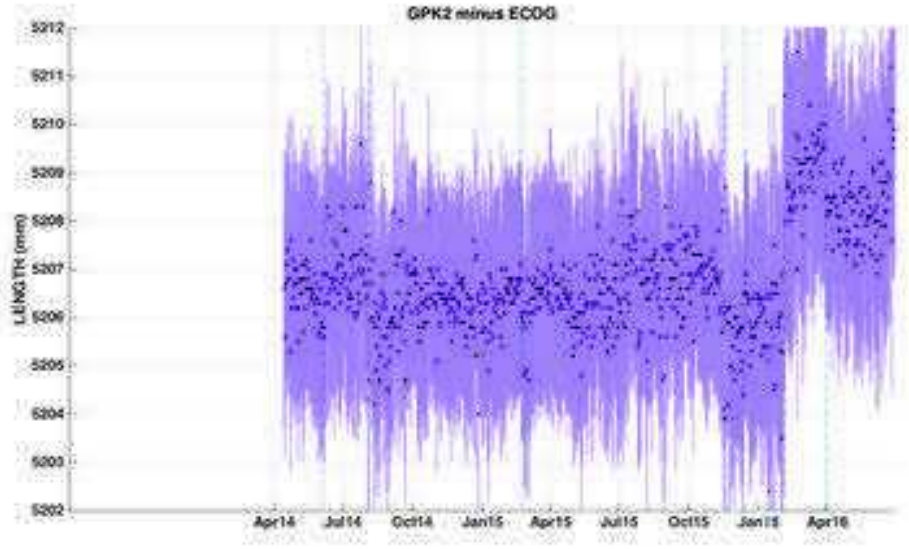


FIGURE 4.20 – Série temporelle de la ligne de base entre GPK2 et ECOG Le saut entre le 4 février 2016 et le 30 mars 2016 apparait distinctement.

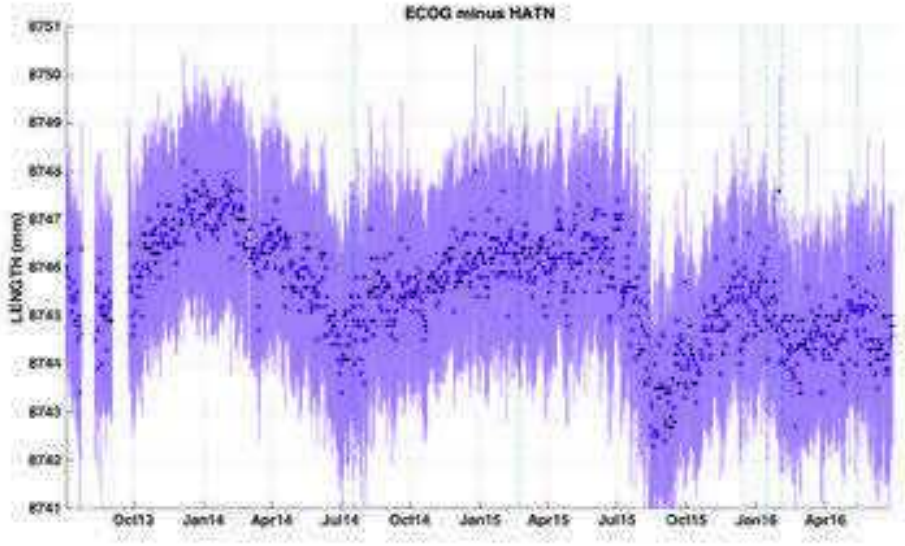


FIGURE 4.21 – Série temporelle de la ligne de base entre ECOG et HATN.

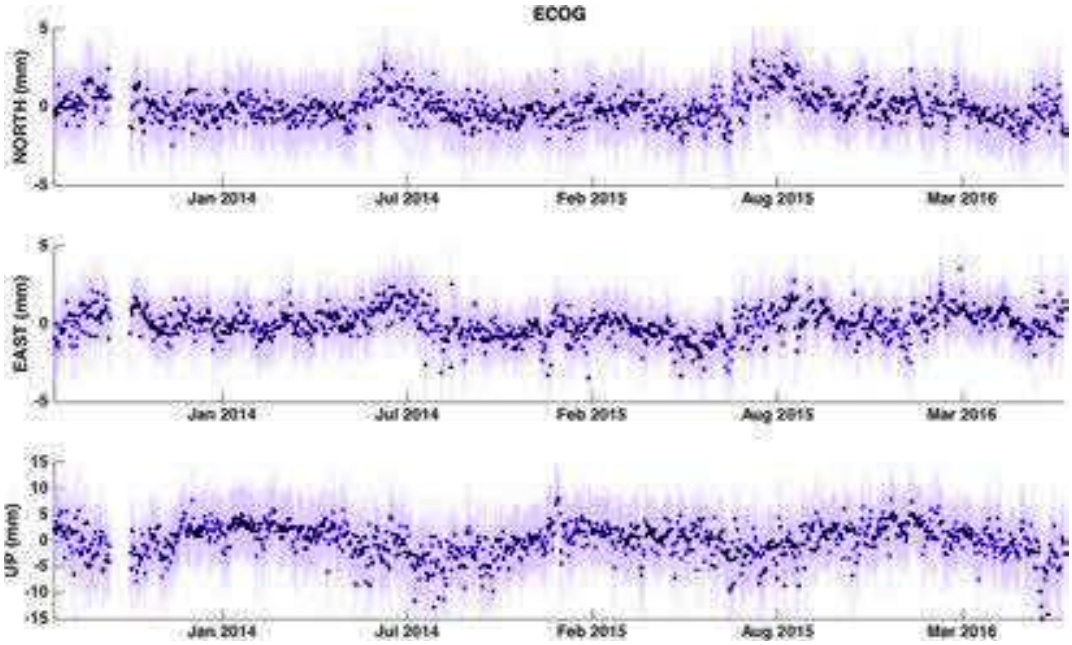


FIGURE 4.22 – Série temporelle de la station ECOG corrigé des tendances.

4.5 Les résultats du traitement InSAR

Les interférogrammes

Le premier résultat du traitement PSI est le calcul de la série d'interférogramme à partir de la combinaison de l'image maître et de l'ensemble du jeu d'image SAR (figure 4.2). J'ai sélectionné une date pour l'image maître qui, à la fois minimise les lignes de base temporelle et spatiale (en ligne de base perpendiculaire) et dont l'image est de bonne qualité (exemple d'interférogramme réalisé à partir d'une image bruitée, figure 4.23(a)). L'acquisition du 5 juin 2013 répondait à ces critères.

La longueur de la ligne de base temporelle a un impact sur la cohérence des images. Il y a une perte de cohérence, notamment dans les zones végétalisées pour les interférogrammes avec une ligne de base temporelle longue. Dans l'exemple d'interférogramme avec une ligne de base longue de la figure 4.23(b), seules les agglomérations, les routes et diverses constructions humaines ont un signal cohérent. Alors que l'interférogramme avec la ligne de base temporelle courte permet de retrouver le déplacement au niveau des champs, seules les zones boisées n'y sont pas interprétables (figure 4.23(c)). On peut remarquer que le signal prédominant de l'interférogramme de la figure 4.23(b) est l'effet de l'écart d'orbite entre les deux satellites (figure 3.17) selon une orientation quasi est-ouest. L'ensemble des corrections d'orbites appliquées à ce traitement est présenté figure 4.24. La correction d'orbite correspondant à cette image du 8 novembre 2012 correspond bien à la même orientation que celle du signal prédominant.

Les résultats PSI

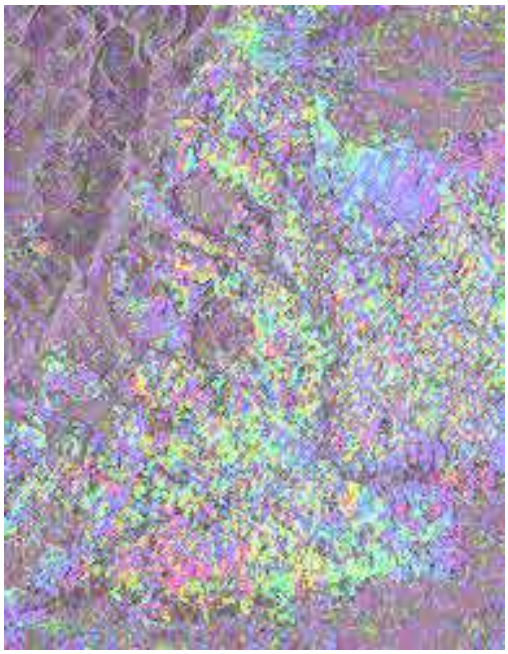
La carte de la vitesse moyenne des résultats PSI est présentée figure 4.25. La vitesse moyenne est comprise entre $-4,0$ mm/an et $3,6$ mm/an avec une SD comprise entre $0,14$ mm/an et $0,96$ mm/an (figure 4.26). La SD est maximale au pied des Vosges du Nord (au nord) et sur certaines portions de route. Elle est minimale au niveau des sites de géothermie et dans la majorité des zones où le déplacement est maximal.

Les sites de géothermie

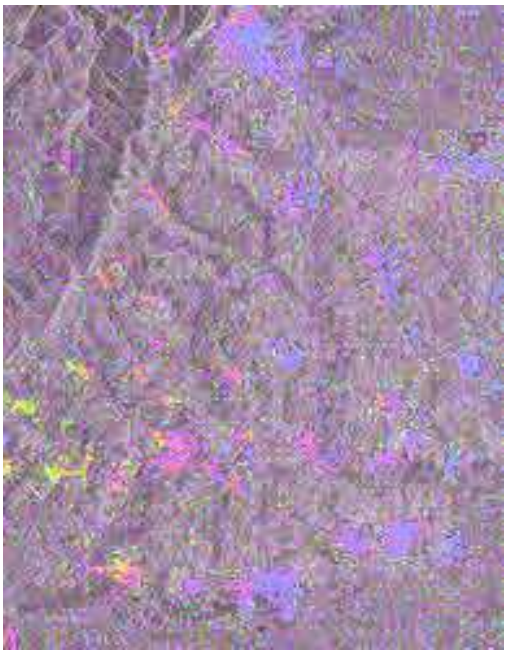
La figure 4.28 localise les sites de géothermie sur la carte des résultats PSI.

Le site de Rittershoffen

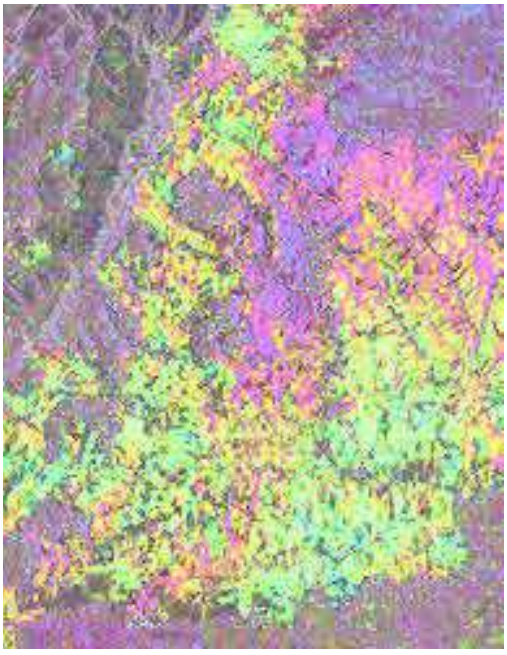
La densité des PSI est très faible (4 pixels) sur le site de Rittershoffen. Elle s'explique par les diverses modifications de la configuration du site pendant cette période d'observation : installation et désinstallation de la foreuse, modifications



(a) Exemple d'interférogramme réalisé avec une image SAR bruitée et une ligne de base temporelle courte



(b) Interférogramme avec une ligne de base temporelle de 7 mois, entre le 8 novembre 2012 et le 5 juin 2013



(c) Interférogramme entre deux acquisitions à 22 jours d'intervalle, entre le 14 mai 2013 et le 5 juin 2013

FIGURE 4.23 – Exemples d'interférogrammes

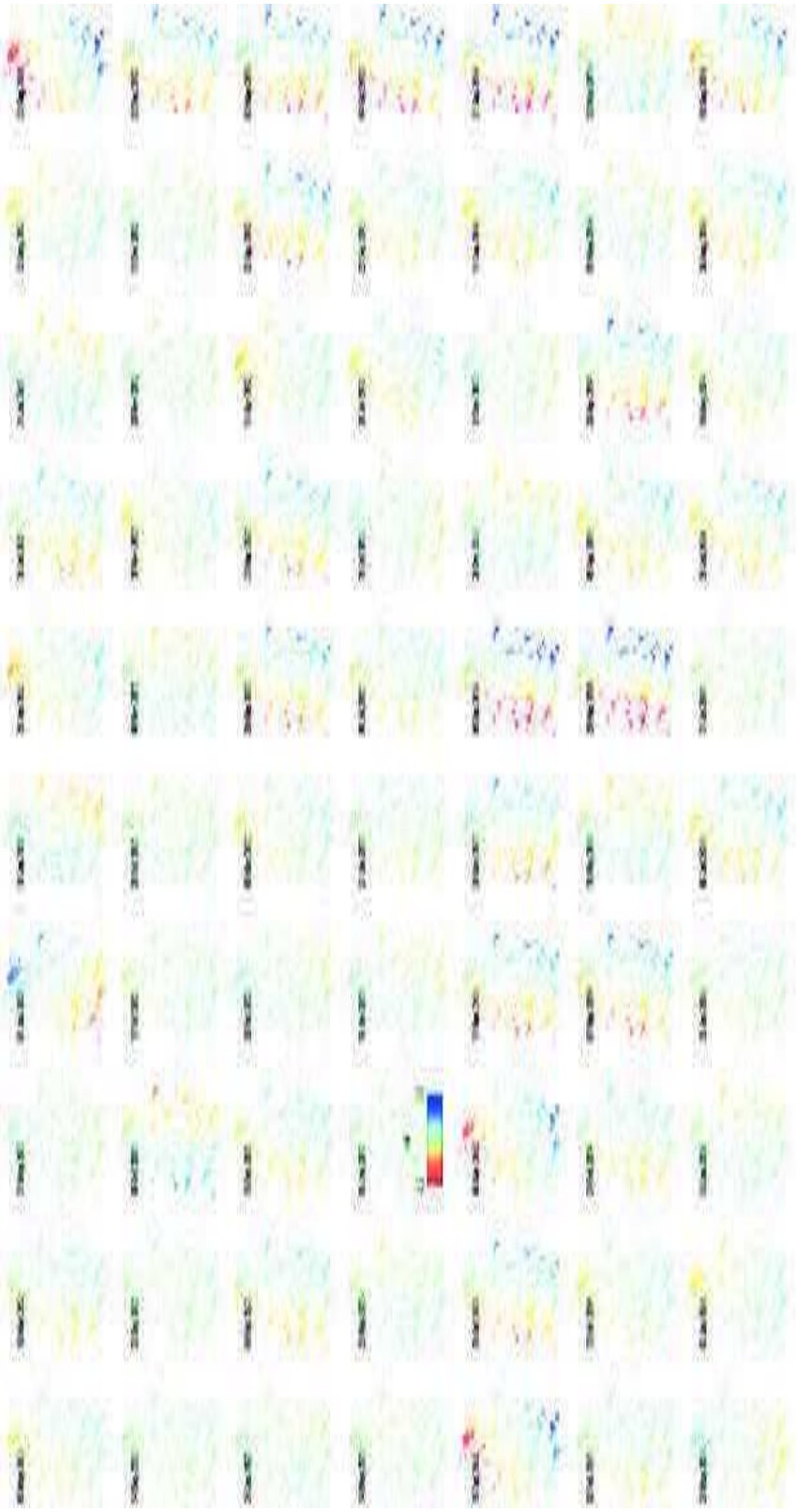


FIGURE 4.24 – Correction de l'effet orbital (rad). L'effet varie entre -5,6 et 5,5 rad.

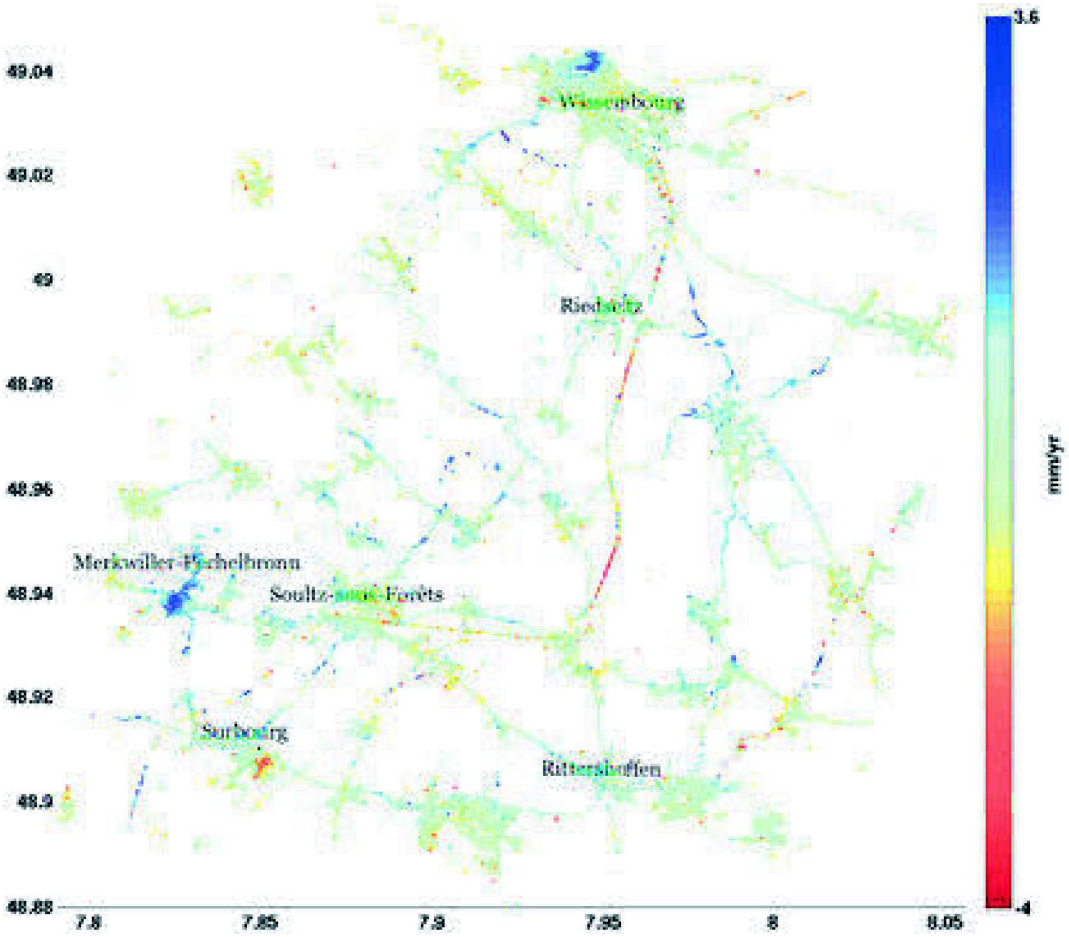


FIGURE 4.25 – Carte de la vitesse moyenne (mm/an).

de la surface du sol. Les pixels côté ouest ont une vitesse moyenne LOS négative, la série temporelle, figure 4.29c montre une variation de 3 mm entre juillet et septembre 2013. En dehors de cette période, le site est relativement stable.

Le site de Soultz

Le site se divise en deux parties, de nom des puits GPK1 et GPK2. Les séries temporelles des deux sites et leur différence sont montrées figure 4.30. Les sites sont stables, il n'y a pas de tendance qui se dégage, les oscillations sont de 1 à 2 mm. La série temporelle de la différence entre les deux sites (figure 4.30c) suit une variation annuelle dont le maximum est en janvier-février et le minimum en juillet. L'amplitude de cette variation est d'ordre millimétrique.

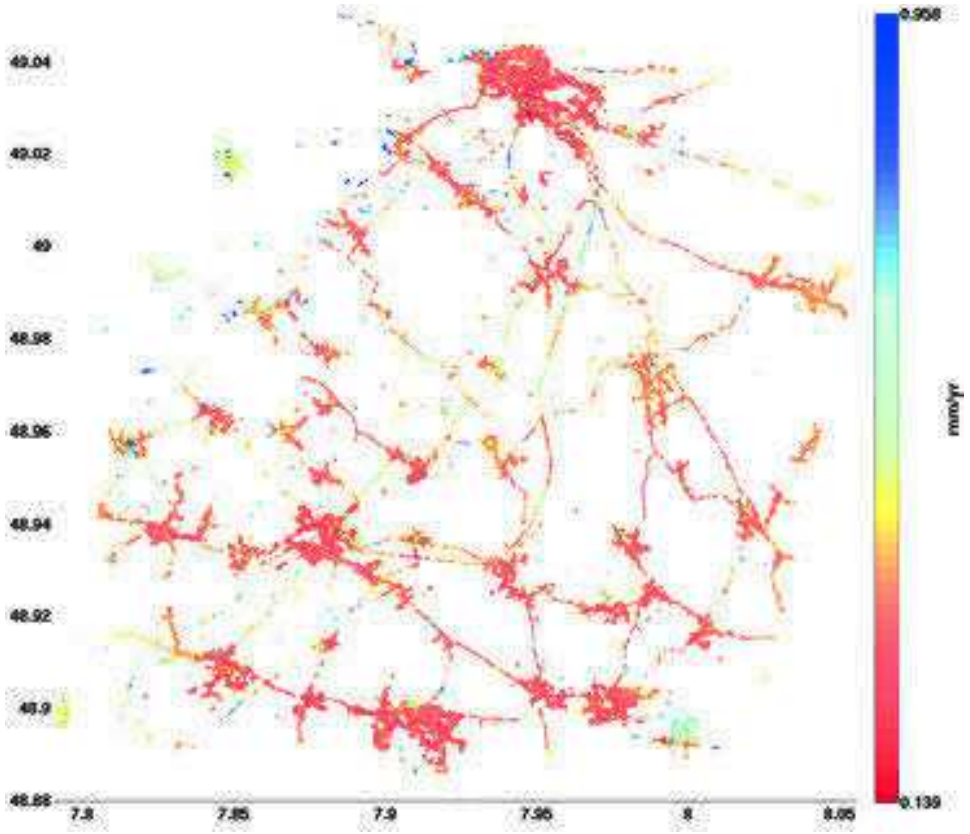


FIGURE 4.26 – Incertitudes du calcul de la vitesse (mm/an).

Les alentours de Soultz-sous-Forêts

J'ai élargi mon investigation aux zones alentours des sites de géothermie afin d'avoir une vision plus globale de la zone et aussi pour confronter mes mesures aux informations *in situ*.

Surbourg

Les résultats L'anomalie de vitesse la plus élevée est trouve dans une partie du village de Surbourg. Surbourg est situé au sud de Soultz-sous-Forêts (48,90°N et 7,83°E, figure 4.25). L'anomalie est de -4 mm/an, ce qui signifie que la zone s'éloigne du satellite (figure 4.31). Le village repose sur une colline, la zone affectée est dans la partie intermédiaire et basse du village. Le déplacement est localisé sur un terrain en pente vers le sud. La forme du déplacement principal suit la pente (zone rouge, figure 4.31). La zone est allongée selon une orientation quasi-nord-sud (N23°). Elle s'étend sur environ 500 m selon cette orientation et jusqu'à 250 m environ sur sa largeur. L'anomalie est maximale au centre de la zone, dans les zones 1a et 2a. La figure 4.32 montre la série temporelle d'une des

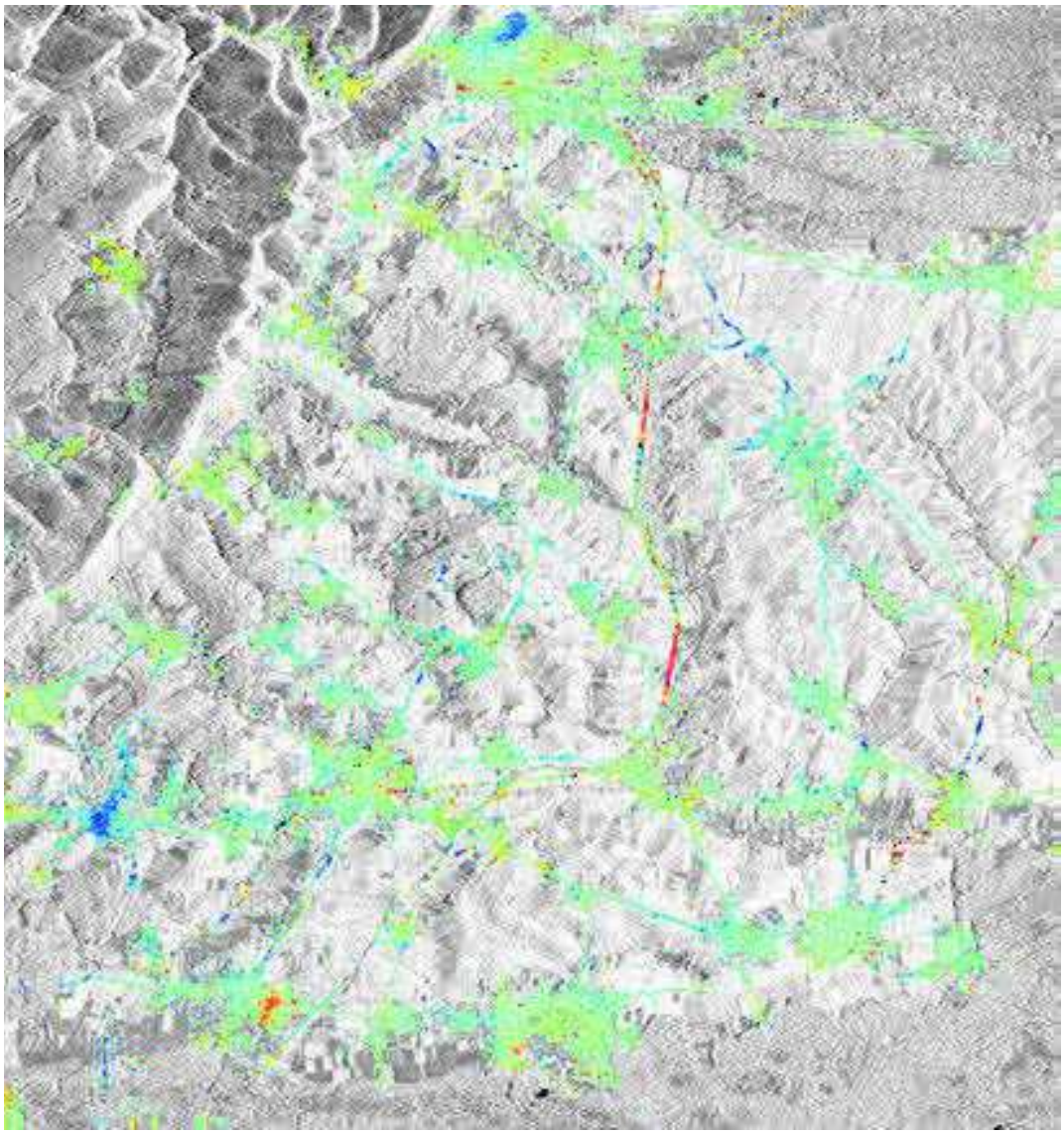


FIGURE 4.27 – Carte de la vitesse moyenne (mm/an) avec le fond de carte en amplitude des images SAR. L'échelle de la vitesse est identique à celle de la carte figure 4.25, la vitesse moyenne LOS est comprise entre 3,6 (bleu) et -4,0 (rouge) mm/an.

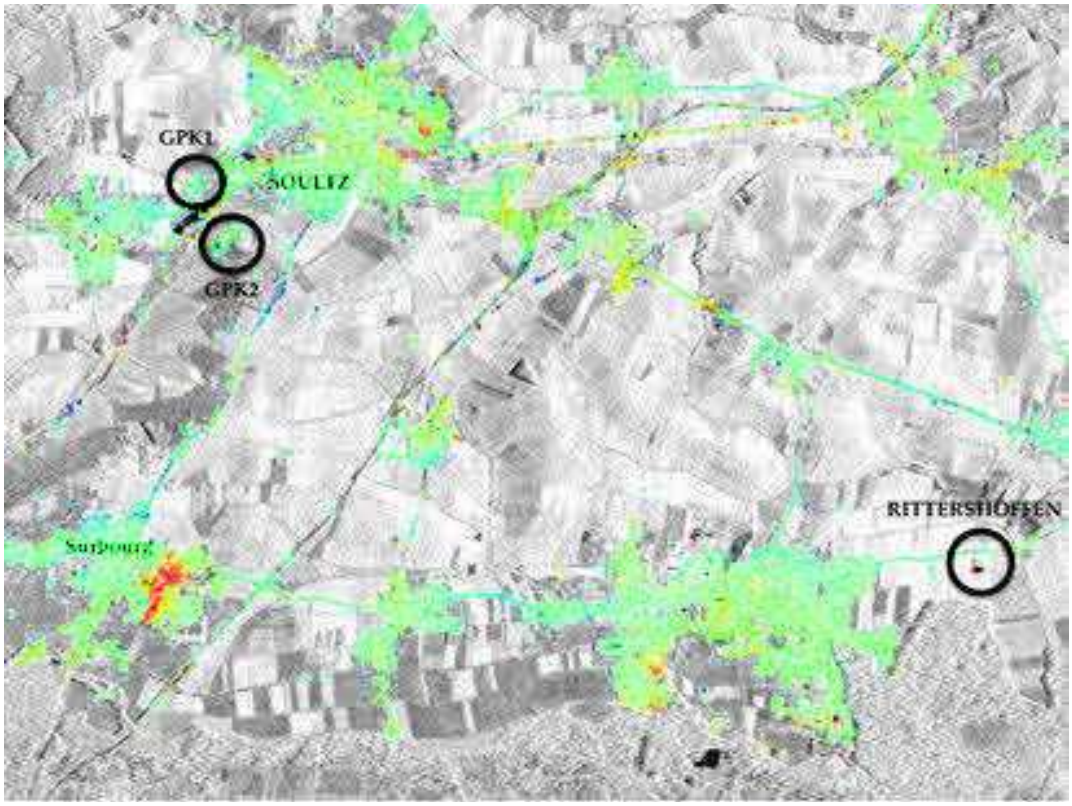


FIGURE 4.28 – Agrandissement de la carte de vitesse moyenne (mm/an) de la figure 4.27 entre Kutzenhausen et Rittershoffen, avec la localisation des sites de Soultz (GPK1 et GPK2) et de Rittershoffen. La vitesse moyenne LOS est comprise entre 3,6 (bleu) et -4,0 (rouge) mm/an.

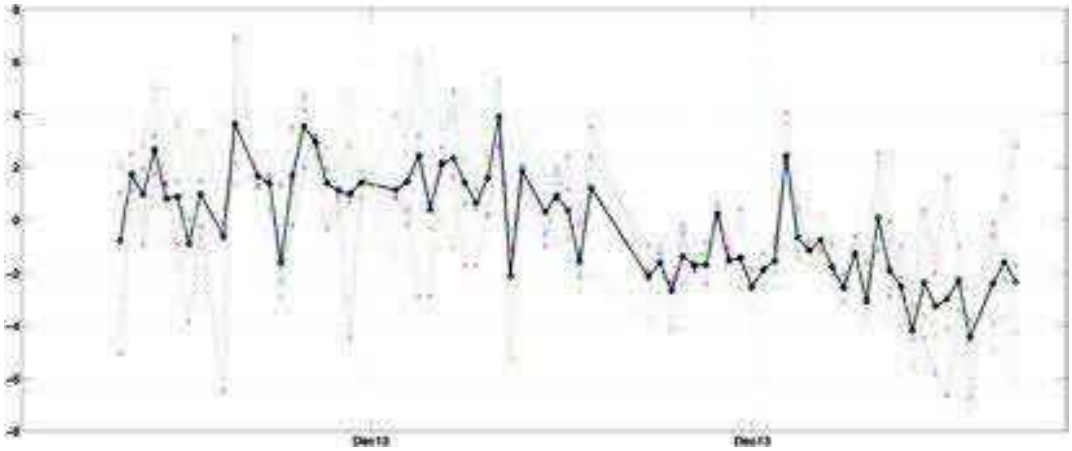
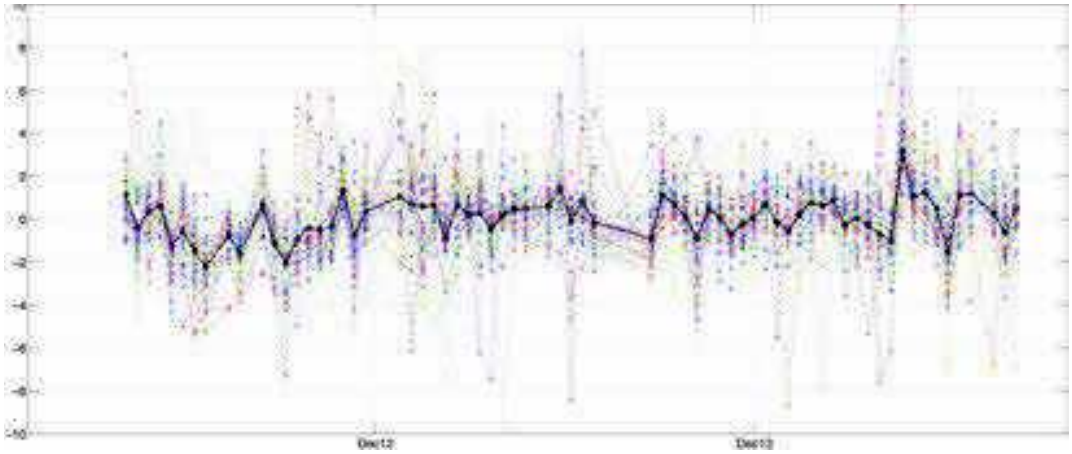
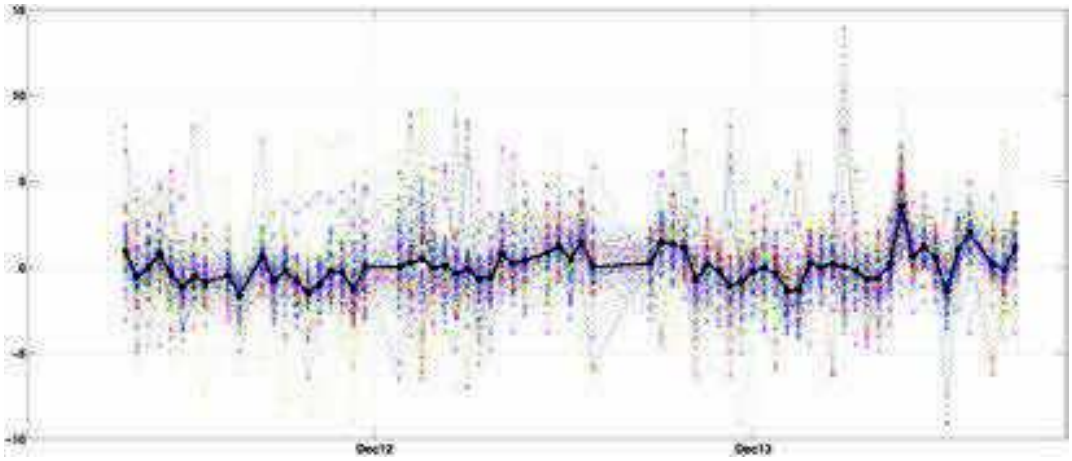


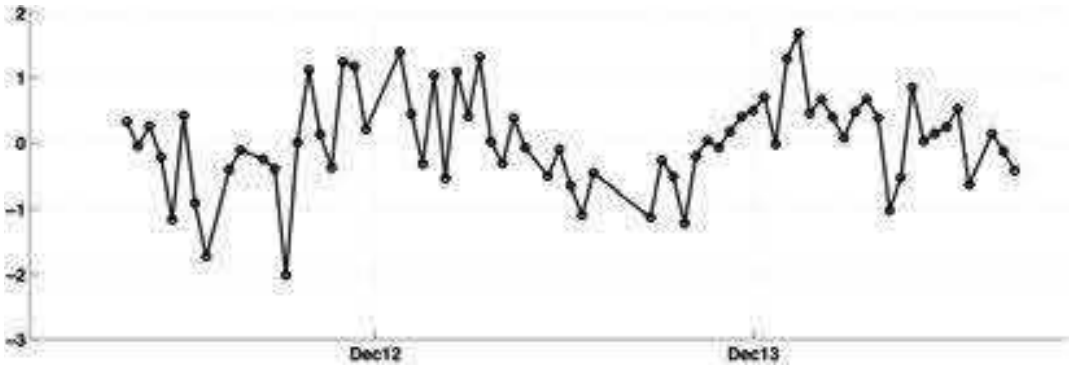
FIGURE 4.29 – Série temporelle des déplacements LOS (mm) du site de Rittershoffen



(a) Série temporelle de Soultz à GPK1, moyenne des points du site sur un rayon de 100 m

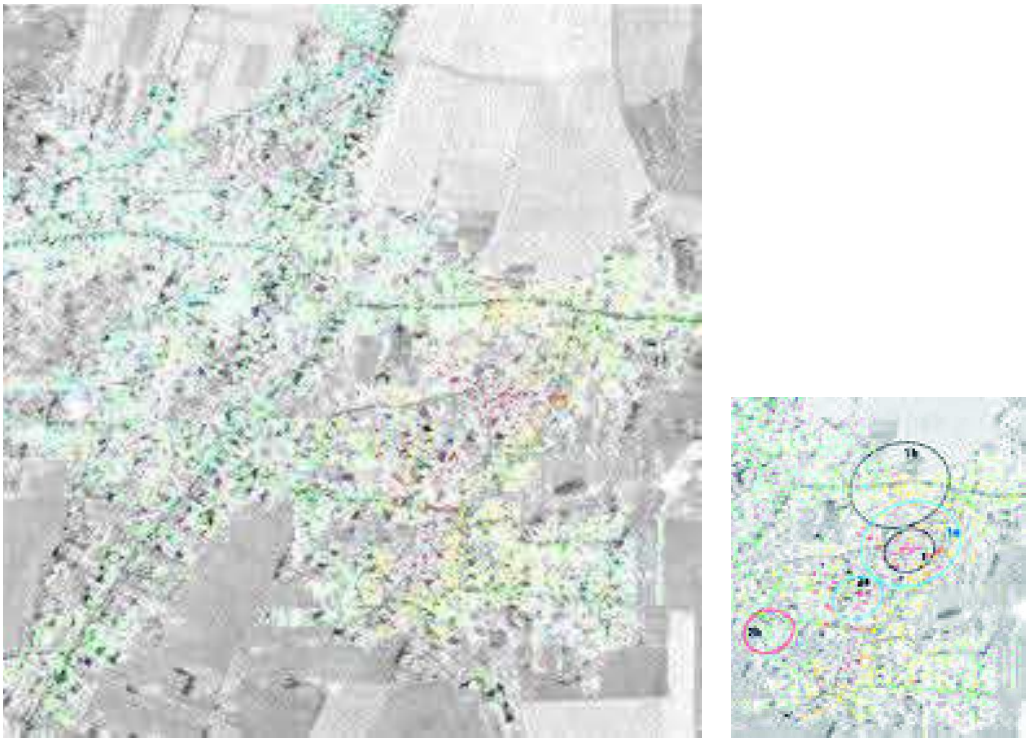


(b) Séries temporelle de Soultz à GPK2, moyenne des points du site sur un rayon de 100 m



(c) Différence entre les séries temporelle de GPK1 et GPK2.

FIGURE 4.30 – Séries temporelles des déplacements LOS (mm) des sites de Soultz



(a)

(b) Localisation des séries temporelles

FIGURE 4.31 – Vitesse moyenne au niveau de Surbourg. L'échelle se situe entre -4,0 mm/an (bleu) et +3,6 mm/an (rouge). Fond de carte à partir d'images SAR en amplitude. Le village se situe aux coordonnées 48,90°N et 7,83°E (figure 4.25)

zones (zone 1a) où le déplacement est maximal. Sur la série temporelle, le déplacement maximal se situe en 2012 et globalement avant mi-2013 (environ 5 mm). Les interférogrammes des périodes correspondantes montrent bien l'anomalie de déplacement sur une zone étendue concernant la première période (de mai 2012 à juin 2013, figure 4.33a) mais pas sur la deuxième période, entre juin 2013 et mars 2014 où l'anomalie de déplacement se concentre au niveau de la petite zone 2a de l'image 4.31. J'ai représenté les séries temporelles des différences de déplacements entre différentes zones du village. Les variations différentielles montrent un déplacement sur toute la période de mesure. L'écart différentiel entre les zones représentées est de l'ordre de 4 à 5 mm sur les 2 ans de mesures. La vitesse de déplacement maximale se trouve en 2012. Il y a un saut dans la série temporelle au centre de la zone. Ce saut est très localisé et apparait après le 11 décembre 2012 dans la série temporelle.

L'analyse des résultats Le déplacement de surface observé à Surbourg est celui dont l'amplitude observée est la plus forte sur cette période de mesure. La

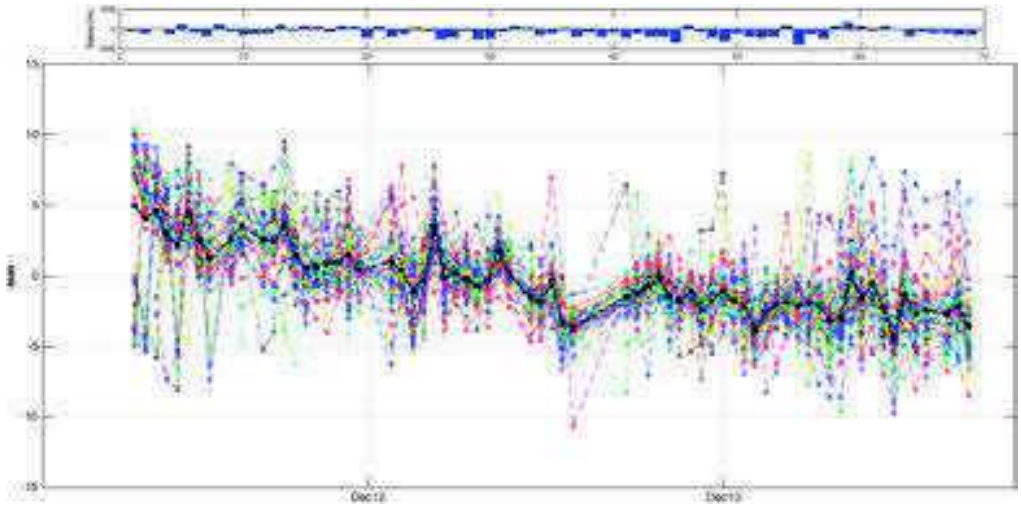
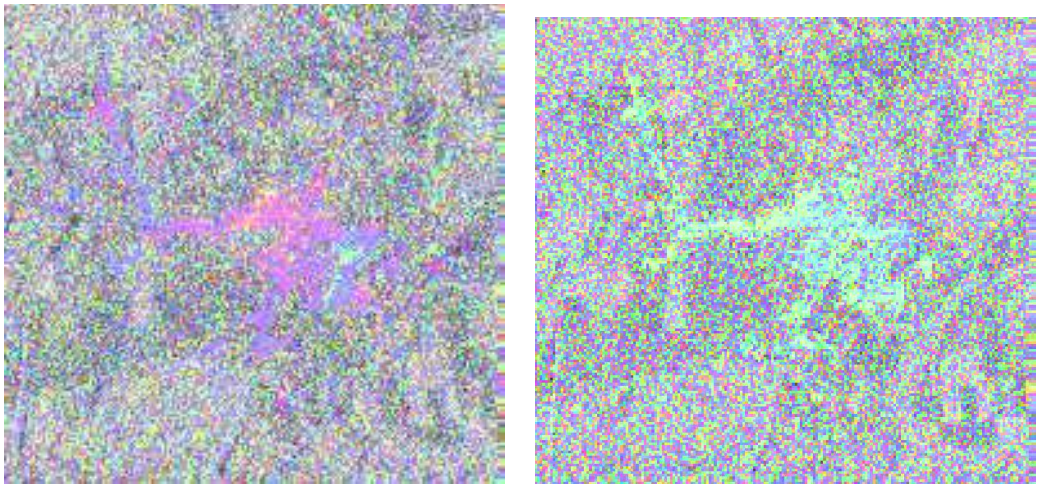


FIGURE 4.32 – Déplacement LOS (mm) de la petite zone 1, la courbe noire représente la moyenne des déplacements sur un rayon de 50 m. En haut, lignes de bases perpendiculaires pour chaque image.



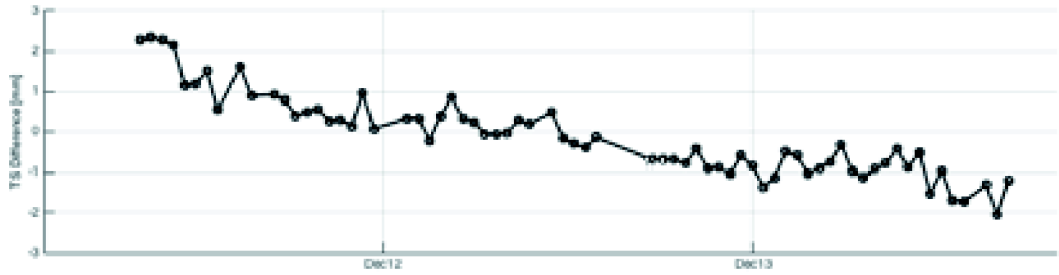
(a) Interférogramme entre le 27 mai 2012 et le 5 juin 2013. La zone de déplacement est étendue et suit une orientation quasi-nord-sud

(b) Interférogramme entre le 18 mars 2014 et le 5 juin 2013. La zone de déplacement maximale est très locale (point mauve)

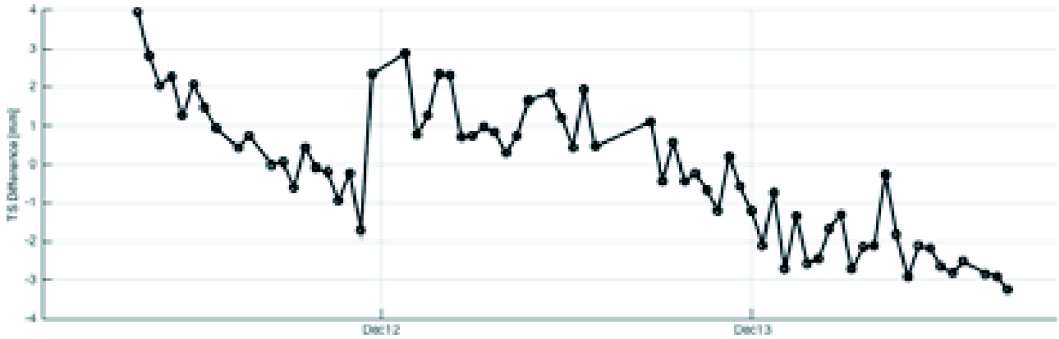
FIGURE 4.33 – Interférogramme centré sur Surbourg

zone 1a se situe dans un quartier relativement ancien. La zone 2a dans un quartier très récent, en construction pendant l'acquisition. Les résultats InSAR peuvent donc être biaisés.

La carte géologique du BRGM (Ménillet, 2015) indique la présence d'une faille nord-sud, la faille de Kutzenhausen-Surbourg. La faille a la même orientation que la zone de déplacement mais elle est plus à l'ouest et elle a un pendage ouest. Sur



(a) Déplacement relatif (mm) entre la zone 1a et la zone 1b, de 100 m de rayon chacune.



(b) Déplacement relatif (mm) entre la zone 2a et la zone 2b, de 50 m de rayon chacune.

FIGURE 4.34 – Séries temporelles relatives entre deux zones de Surbourg

la carte géologique, elle est entre la zone en déplacement et la route nord-sud du village, à l'ouest.

Le déplacement a-t-il un lien avec cette faille ? Le déplacement est très localisé et son amplitude est de plusieurs millimètres par an, ce qui est conséquent pour être un déplacement lié à l'activité de la faille. Dans le cas d'un glissement de terrain, il y aurait un déplacement de matière du nord vers le sud. Et donc un déficit de matière au nord et un surplus au sud, ce qui n'est pas observé par les résultats InSAR. La forme du déplacement ne correspond donc pas à celle à laquelle on pourrait s'attendre pour un glissement. Étant donné que la composante verticale est la composante principale du LOS et qu'il y a une décroissance de la vitesse de part et d'autre de la zone de déplacement maximale, le déplacement observé suggère un déplacement en subsidence de la zone.

In situ, j'ai pu observer des fissures sur les constructions même très récentes. Les fissures et les déformations observées sur les constructions sont en adéquation avec une subsidence de la zone. Le quartier d'habitation récent s'est construit sur un terrain connu pour sa forte teneur en argile. Le caractère argileux du terrain couplés à des processus hydrologiques pourraient être une explication de l'origine des déplacements. L'origine de la subsidence peut être liée à des phénomènes de compaction, d'affaissement ou de dissolution.

Merckwiller-Pechelbronn

Les résultats Il existe une anomalie de vitesse sur une zone d'axe nord-sud et qui passe par le centre de la commune de Merckwiller-Pechelbronn, relativement à l'est et à l'ouest. La zone principale est localisée dans un quartier situé sur le versant nord-est de la colline du Roettersberg (figure 4.35). La topographie est en pente vers l'est à cet endroit, le regard vers l'est est également proche de la direction du satellite.

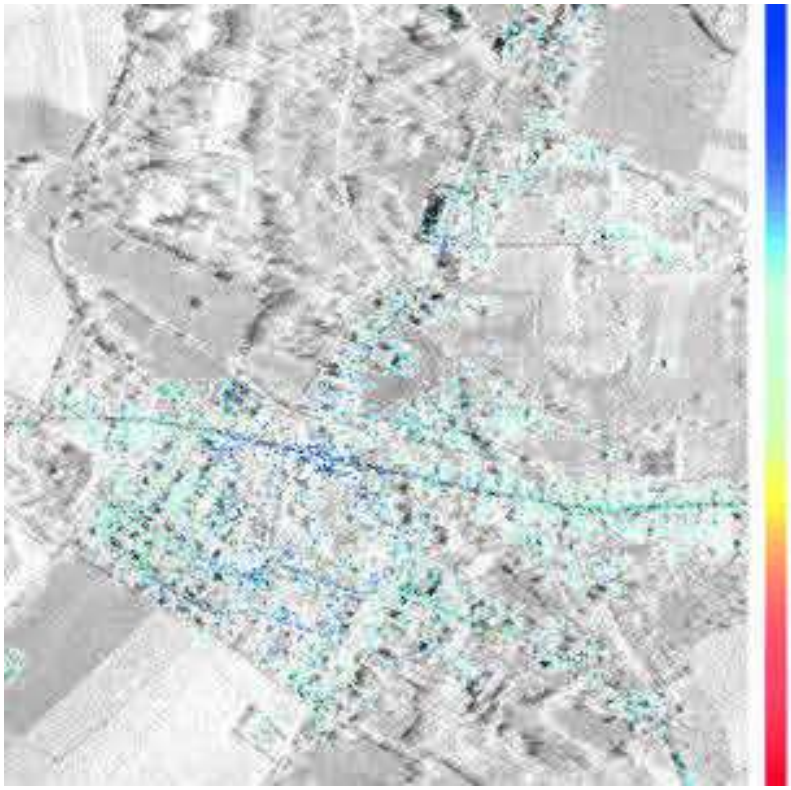
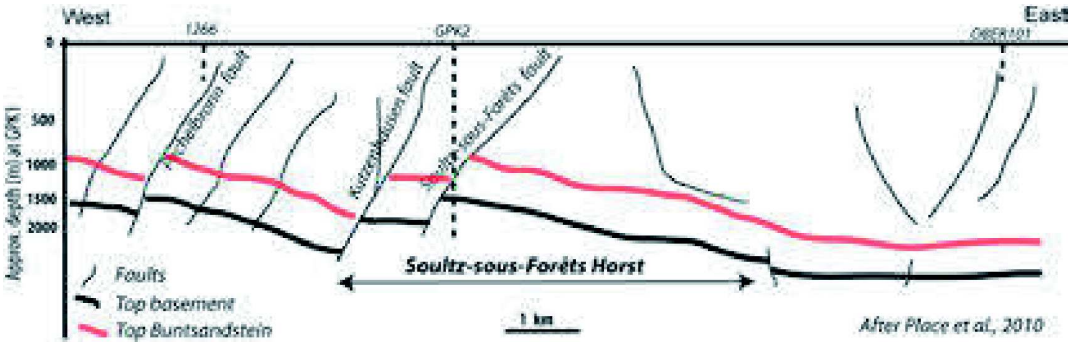


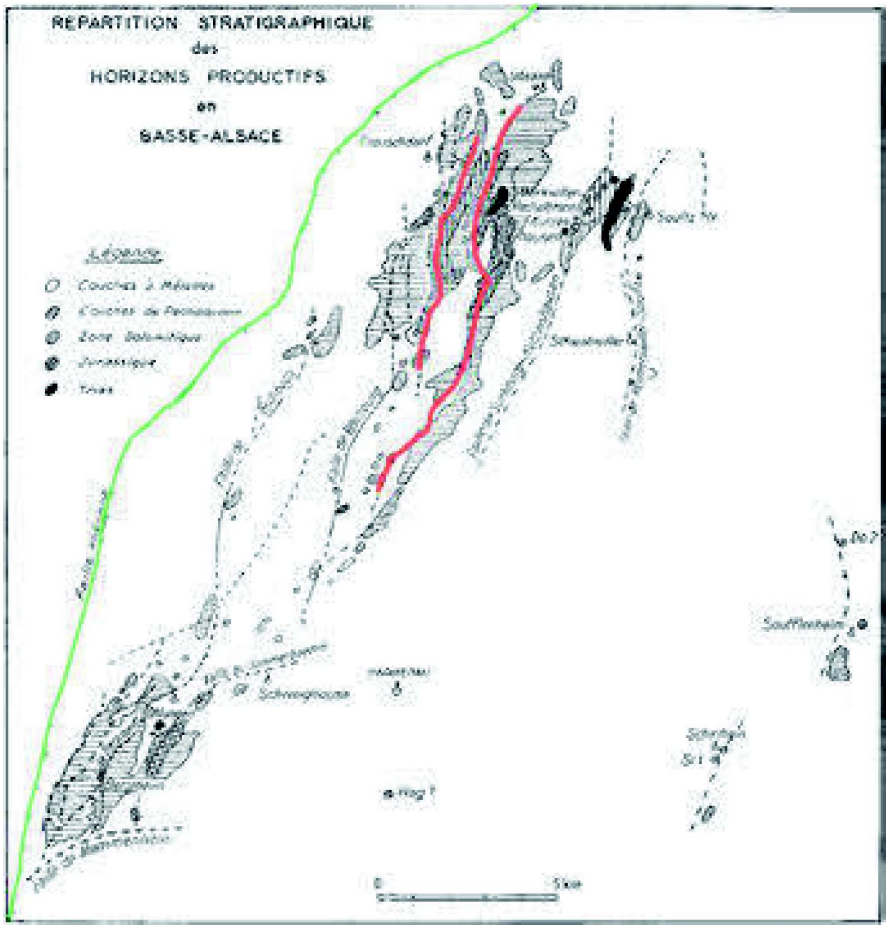
FIGURE 4.35 – Vitesse moyenne au niveau de Merkwiller-Pechelbronn. L'échelle des vitesses se situe entre -4,0 mm/an (bleu) et +3,6 mm/an (rouge). Fond de carte à partir d'images SAR en amplitude.

L'analyse des résultats Plusieurs failles d'orientation N-S se trouve dans ce secteur (figure 4.36(a)). La zone se situe directement à l'est de la faille de Pechelbronn (figure 4.36(b)). C'est une zone où l'aléas de gonflement-retrait des argiles est modéré.

La zone se situe à l'ouest d'un ancien terril, le terril Clémenceau, issu de l'exploitation pétrolière du puits I. Il y a un risque de glissement de terrain identifié sur les terrils (Vial, 2000). Mais la zone où j'observe des déplacements est en-dehors de la zone potentiellement à risque.



(a) Profil ouest-est (Guillou-Frottier et al., 2013)



(b) Carte des réservoirs de pétrole entre Lobsann et Berstheim (modifiée d'après Blumenroeder (1962)). Ligne verte, faille rhénane occidentale ; lignes rouges, failles du Heidenboesch (à l'ouest) et faille de Pechelbronn (à l'est) ; traits pointillés et lignes noires, failles.

FIGURE 4.36 – Localisation des principales failles entre Pechelbronn et Soultz-sous-Forêts

La zone se situe au-dessus d'anciennes mines de pétrole exploitées à partir de 1875. Des galeries parcourent le sous-sol à environ 95 m de profondeur. Au niveau des anomalies, se situent les galeries qui rejoignent le puits André au sud-est et le puits Henry, au nord. Les environs des deux puits totalisent un peu moins de 2 km de galeries.

Des surrections ont déjà été observées sur d'anciens sites miniers. Caro Cuenca et al. (2013) observent une surrection dans des mines de charbon abandonnées qui serait liée à l'ajustement hydrostatique due à une augmentation de la pression de pore. L'eau souterraine était pompée jusqu'à l'arrêt de la mine de charbon au milieu des années 1970. Le pompage avait provoqué une subsidence. Ensuite, l'arrêt du pompage a provoqué un réajustement hydrostatique et un déplacement opposé.

Dans le cas qui nous intéresse, des déchets chimiques ont été stockés dans les anciennes mines. Les variations de pression des puits sont contrôlées régulièrement par le BRGM. Des variations de pression y sont observées. Ailleurs, sur la commune, il existe de résurgences artésiennes de pétrole. Une augmentation de la pression dans le sous-sol pourrait être une explication des observations géodésiques.

Wissembourg

J'observe un déplacement positif en LOS dans la partie nord de la ville de Wissembourg qui est située sur une colline. Et une anomalie négative très localisée (à l'échelle d'un quartier) dans le sud-ouest de la ville.

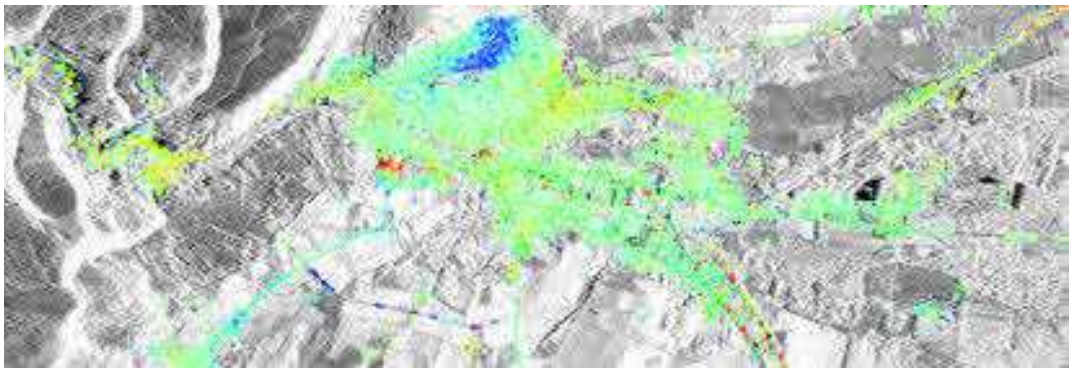


FIGURE 4.37 – Vitesse moyenne au niveau de Wissembourg. L'échelle se situe entre -4,0 mm/an (bleu) et +3,6 mm/an (rouge). Fond de carte à partir d'images SAR en amplitude.

La zone du nord est connue pour sa forte teneur en argile et l'observation de phénomènes de retrait/gonflement du sol (Mairie de Wissembourg, communication personnelle). Cette zone est répertoriée comme une zone d'aléas moyen selon

la carte de l'aléas du BRGM. La délimitation de la zone dans la carte d'aléas est plus étendue vers l'ouest que la zone où l'anomalie positive est observée.

4.6 Conclusion

Les mesures géodésiques m'ont permis de faire un état des lieux des deplacements de surface dans les environs des sites de géothermie de Soultz et de Rittershoffen. L'observation des déplacements de surface par méthode InSAR concerne une zone élargie à une partie de l'Outre-Forêt.

Ce travail m'a permis d'éprouver la sensibilité des méthodes utilisées. Ainsi, la mesure GNSS mesure des variations à l'ordre du millimètre. La précision des mesures est liée à la densité du réseau et à l'acquisition continue des données (site fixe).

Les résultats PSI sont essentiellement localisés sur les infrastructures humaines telles que les bâtiments et les routes. Les bâtiments offrent notamment beaucoup de possibilité de réflexion du fait de la présence d'angles. Or la zone étudiée comporte beaucoup de champs cultivés. Les informations de ces zones sont inexploitables en méthode PSI du fait des modifications faites par l'homme (labour, récolte), mais les interférogrammes à petites ligne de base permettent d'en extraire de l'information.

Les résultats PSI montrent des variations spatio-temporelles dans un contexte à faible taux de déplacement malgré une fenêtre temporelle réduite à 2 ans de mesures.

Les zones d'observation montrent peu de déplacements de surface pendant la période d'observation. Deux principales zones de déformation ont été repérées. Elles se situent au niveau du village de Surbourg, localisé au sud de Soultz-sous-Forêts et au niveau du village de Pechelbronn, situé à l'ouest de Soultz-sous-Forêts.

Le maximum de déplacement est localisé à Surbourg (- 4 mm/an) et la polarité du déplacement est cohérente avec les observations que j'ai effectuées *in situ*, d'une subsidence de la zone. La série temporelle fait état de variations temporelles et non d'un déplacement continu. La déformation est maximale en 2012. Il serait intéressant de comparer le déplacements de surface avec les données de précipitations pour vérifier si on est en présence d'un phénomène de retrait-compaction d'argiles.

Le déplacement observé à Surbourg, de même qu'à Merckwiller-Pechelbronn se situe à proximité d'une faille. La limite ouest du déplacement de Merkwiller-Pechelbronn correspond à la cartographie de la faille de Pechelbronn (Ménillet, 2015). Ces résultats montrent la capacité de l'InSAR a donner des informations sur le sous-sol même en l'absence d'évènement et à imager les déplacements lents.

Pendant la période d'observation le site de Rittershoffen était en construction. Les deux forages se sont déroulés pendant le suivi géodésique. Des tests ont

également été effectués sur les deux sites. Le reste du temps, les centrales de géothermie étaient à l'arrêt. Il n'y a pas de déplacement visible lié à l'activité des centrales géothermales.

Il sera intéressant de voir si les tendances des séries temporelles GPS se confirment ou si il s'agit d'un phénomène plus global tel que, par exemple, des effets de surcharges (atmosphérique, hydrologique) qui seraient amplifiés localement par des effets de site ou par le déplacement de la monumentation (piliers). L'analyse des séries temporelles GPS a montré un lien avec des phénomènes superficiels (surcharge). Le site de GPK1 serait particulièrement sensible à ces variations à certaines périodes. Il serait également intéressant d'analyser les séries temporelles avec d'autres types de données : des données météorologiques, des données géodésiques telles que la gravimétrie ou l'inclinométrie et aussi des données de puits (pression, mesures de déformation dans les puits), afin de voir si il existe des corrélations avec certaines variations millimétriques.

Chapitre 5

Analyse de la déformation à Landau (Rhénanie-Palatinat, Allemagne)

5.1 Introduction

La ville de Landau est située au nord de l'Alsace et au sud de la Rhénanie-Palatinat en Allemagne. De même qu'à Soultz, la zone bénéfice d'une anomalie de température qui en fait un site propice aux exploitations pétrolières et géothermales (cf. chapitre 2). La ville de Landau se situe au centre de plusieurs activités industrielles d'exploitations des ressources du sous-sol. Le pétrole est exploité sur la commune et dans les environs depuis les années 1950. Et l'eau géothermale est exploitée par une centrale EGS en doublet localisée au sud de la ville (cf. section 2.4). A l'est, un aquifère est en exploitation et il existe également une piscine géothermale depuis 2010 qui s'alimente en eau géothermale à 1100 m de profondeur, le débit est de 22 000 l/heure (figure 5.1).

FIGURE 5.1 – Localisation schématique des diverses exploitations du sous-sol à Landau et leur profondeur associée sur fond d'image optique Google. La centrale se situe au sud. En rouge, la projection en surface du puits de production ; en bleu, celle du puits de ré-injection. La zone grisée schématise les réservoirs pétroliers ; les triangles gris, les puits de pétrole (représentation non exhaustive). La nappe phréatique se situe à l'est (zone bleue).

L'étude des déplacements dans cette zone a été initiée suite à la connaissance d'observations de déplacement de surface dans la proximité immédiate de la centrale de Landau et à l'apparition de fissures sur la route en face de la centrale ainsi que dans les environs proches jusqu'à 150 m de la centrale. Des campagnes de nivellement étaient déjà en cours pour le suivi des travaux d'aménagement urbains en 2013-2014 et pour la réalisation des Jardins de Landau pour le Festival des Jardins au sud de la ville (*Landesgartenschau*[1]). Des mesures GNSS ont

1. cette animation s'est déroulée du 17 avril au 18 octobre 2015 sur environ 29 hectares au sud de la ville, http://lgs-landau.de/gartenschau/gelaendekonzept/

également été initiées. En mars 2014, les résultats des mesures de nivellement et les premiers résultats des mesures GNSS ont permis de déterminer que le déplacement vertical maximal se situe au niveau de la centrale et que les vecteurs de déplacements horizontaux ont une origine commune localisée au niveau du site de la centrale [2]. La centrale a été arrêtée le 14 mars 2014 par l'exploitant geox GmbH.

Le fait que des travaux étaient en cours dans les environs de la centrale depuis 2013 avait rendu difficile l'analyse de l'origine des déplacements sans mesures géodésiques appropriées. Une origine hydrologique des déplacements telle que la variation de la nappe phréatique ou les phénomènes de retrait-gonflement d'argile a été écarté par un rapport d'expertise en hydrologie [3]. De plus la ville de Landau connait beaucoup de sources possibles de déplacements de surface. La ville est située dans un contexte géologique comportant de nombreux blocs reliés par un réseau de fractures relativement dense. Le contexte tectonique est reconnu comme actif (Peters, 2007; Peters et van Balen, 2007)(Prof. Wieber, communication personnelle). Certains déplacements sont liés à l'exploitation pétrolière (Fuhrmann et al., 2013). Des mesures de nivellement réalisées depuis les années 1950 ont fait état de subsidence au niveau des champs pétroliers depuis plusieurs décennies, jusqu'à plus de 15 cm de déplacements (Baumgärtner et al., 2010). Fuhrmann et al. (2013, 2015b) observent des déplacements non linéaires à Landau dont l'origine est anthropique en utilisant des mesures InSAR, GNSS et de nivellement, les déplacements affectent principalement les zones des champs pétroliers de Landau. Dans Fuhrmann et al. (2015a), les déplacements non linéaires ont été retirés pour mettre en évidence la tectonique mais il persiste une subsidence à Landau dont une partie reste affectée par les facteurs anthropiques selon les auteurs. Illies et Greiner (1976) et Peters (2007) observent des déformations tectoniques du Pléistocène au niveau de Landau. Peters (2007) a identifié un segment asismique au nord de Landau (Peters, 2007; Peters et van Balen, 2007) (figure 2.7).

La couverture spatiale des images SAR acquises pour le suivi des sites de géothermie profonde de Soultz-sous-Forêts et d'ECOGI (figure 4.1), s'étend jusqu'à environ 4 km au nord de la ville de Landau. La base de données SAR acquise dans le cadre de la surveillance géodésique sur les sites français d'Alsace du nord permet ainsi d'avoir une observation spatio-temporelle de l'incident qui s'est produit à Landau. Une étude a été réalisée par AIRBUS en mai 2014 à la demande de la ville de Landau à partir des images SAR acquises (Anderssohn, 2014). Les résultats d'AIRBUS ont montré que le déplacement majeur est centré sur la centrale géothermale de Landau.

La section 5.2 de ce chapitre présente les différentes observations que j'ai faites ou utilisées. La section 5.3, un premier article sur Landau réalisé à partir

2. http://bodenhebungen-landau.de/untersuchungsgebiet/

3. http://gelaendeveraenderungen-im-stadtgebiet-landau.viu2015.de/files/2014/03/IBES-Hydrogeologisches-Gutachten-21.03.2014.pdf

du traitement PSI réalisé par Noël Gourmelen et Sang-Wan Kim avec un logiciel développé à l'Université de Sejong par Kim et al. (2010). Ce logiciel utilise le même principe que le logiciel développé par Ferretti et al. (2001). Cet article présente une analyse du déplacement sur Landau jusqu'à l'arrêt de la centrale en mars 2014. Dans les sections 5.4 à 5.6, je présente les résultats des différentes méthodes géodésiques que j'ai pu utiliser, sur l'ensemble de la période d'acquisition pour les résultats du nivellement et GNSS et sur une période de deux ans entre janvier 2013 et janvier 2015 pour les résultats InSAR. J'ai calculé les résultats InSAR en PSI avec le logiciel StaMPS (Hooper et al., 2007) et les résultats GPS de la station LAND avec GAMIT/GLOBK (Herring et al., 2015a,b). Les sections 5.7 et 5.8 présentent la modélisation des déplacements et l'analyse des résultats. Dans la section 5.9, je présente des idées de perspectives qui me sont apparues lors de mes recherches et que je n'ai pas eu le temps de développer. La section 5.10 conclue ce chapitre.

Un article est en préparation à partir de ces résultats.

5.2 Les observations et les données

La ville de Landau a publié sur son site internet [4] des informations concernant les déplacements de surface observés par nivellement et GNSS. S'y trouvent également plusieurs photographies de dégâts observés. Je présente ici une partie de ces données ainsi que celles qui m'ont été transmises directement. La chronologie des observations est présentée sur le site de la ville de Landau. Les étapes majeures qui nous intéressent sont listées ci-dessous :

— Des premières mesures de nivellement sont effectuées dans le cadre des travaux pour le Festival des Jardins en octobre 2013.

— Première re-mesure de nivellement les 10-11 décembre 2013.

— Le 19 février 2014, de nouvelles investigations ont été mises en œuvre, une commande d'analyse de données satellitaires est commandée à AIRBUS.

— Première constatation de fissures sur la route devant la centrale de géothermie le 26 février 2014, rendue publique le 27 février.

— Constatation de l'aggravation des fissures les 10 et 11 mars 2014 par le LGS gGmbH.

— Début des mesures par le LVermGeo le 10 mars 2014.

— Première constatation de déplacements horizontaux autour de la centrale le 13 mars 2014 à partir des mesures GNSS.

Il existe également des mesures de nivellement antérieures sur certains points qui appartiennent à un réseau plus large de mesures géodésiques.

4. http://bodenhebungen-landau.de/

Les observations *in situ*

Des photographies des déformations observées aux alentours du site de géothermie profonde ont été prises par la ville de Landau et par la presse. J'ai également pris des photographies quand je me suis rendue sur les lieux le 24 juin 2014 et le 10 novembre 2014, c'est-à-dire plusieurs mois après l'arrêt de la centrale. Les fissures étaient comblées et sans doute en partie refermées à ce moment là.

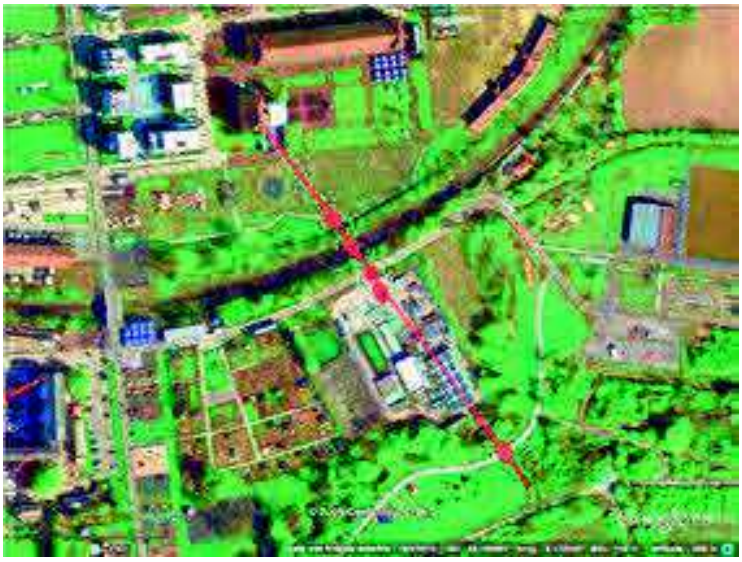


FIGURE 5.2 – Image optique Google de la centrale et de ses environs. La ligne rouge rejoint les endroits où j'ai vu des dommages *in situ*, son azimut est de N144°E. Les ellipses représentent les zones de fissures illustrées dans les figures suivantes.

Les zones affectées s'étendent de part et d'autre de la centrale selon un axe d'azimut N144°E, elles se distribuent plus ou moins suivant une ligne fictive représentée en rouge sur la figure 5.2 et d'une longueur de 280 mètres. La distance maximales par rapport au puits de la centrale est de 150 m d'après les renseignements du site internet. Ces fissures atteignent quelques fois plusieurs mètres en longueur. Les longueur maximales concernent les fissures que l'on peut observer sur le site de la centrale et sur le bitume de la rue où se situe la centrale (zones a et b de la figure 5.2 et les figures 5.3 a et b). La municipalité a également observé des fissures au niveau du sol à l'est de cette ligne. L'impact au sud de la centrale, azimut N144° et plus faible qu'au nord mais le sud est aussi très végétalisé et ne présente pas d'infrastructures rigides tels que route, rail, bâtiments susceptibles de se fissurer. Donc l'absence de dégât ne permet pas de conclure à l'absence de déformation. Cependant les déformation sont plus importantes en terme d'amplitude de déplacement au nord qu'au sud.

Les photographies sur le site de la centrale de géothermie indiquent une exten-

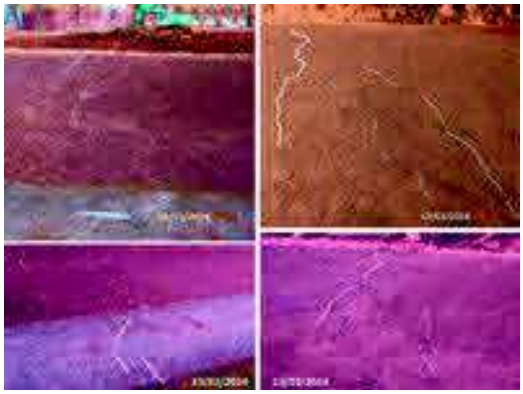
(a) Photographie du site de géothermie, prise au niveau de l'entrée, vue vers le sud

(b) Photographie de la rue à l'entrée du site de géothermie, vue vers le sud

(c) Vue vers le nord de la rue montrée en b1, b2, b3

(d) Voie de chemin de fer, les deux rails sont bombés au niveau des personnes (auteur : Deutsche Bahn AG)

(e) Chemin au nord de la centrale et des rails



(f) Zone au nord de la voie de chemin de fer, vue vers le nord-ouest

FIGURE 5.3 – Photographies des déformations observées au sud de Landau à proximité de la centrale (auteurs : Ville de Landau toutes sauf a1 (http://bi-energie.jimdo.com/geothermie/gkw-landau/) & b1, b3 (Christine Heimlich))

sion pluri-centimétrique. Les dalles de béton du sol de la centrale se sont espacées de plusieurs centimètres. Il y a également l'apparition de fissures dans ces dalles. Les blocs de béton de la partie centrale du site sont en surrection relative par rapport à la partie est où se trouvent les puits de géothermie. La surrection est également pluri-centimétrique comme le montrent les photographies (5.3a). La ruelle à l'entrée de la centrale est fissurée sur quasiment toute sa longueur. Le 10 novembre 2014 l'écartement atteignait 3,5 cm à certains endroits (figure 5.3b3). Au nord de cette rue passe une voie de chemin de fer dont les rails ont subi une flexure (figure 5.3d). Des déplacements sont également observés au niveau de bordures de chemin et des fissures sont apparues sur ces chemins situés au nord de la voie ferrée (figure 5.3c & f).

Les données géodésiques

Ce travail est basé principalement les données SAR acquises dans le cadre du suivi des sites de géothermie, l'acquisition est détaillée précédemment en section 4.2. Les données de campagne de nivellement et de GNSS ont été acquises et traitées par les Allemands. Je remercie la ville de Landau de m'avoir permis d'utiliser ces données pour mon travail. J'ai également utilisé les données de la station permanente GNSS du réseau allemand SAPOS [5].

(a) Repère de nivellement à l'entrée de la centrale

(b) Repère de nivellement sur un trottoir

FIGURE 5.4 – Photographies de repères de nivellement à Landau (Christine Heimlich)

Il existe un réseau de repère de nivellement *in situ* (figure 5.4) dont certains sites existaient et avaient été mesurés avant les travaux. La localisation de l'ensemble des données de nivellement et GNSS que j'ai utilisées est présentée figure 5.5 par rapport à la localisation de mes résultats PSI. Y sont reportés 33 sites de nivellement, correspondant à 31 points de mesures car 2 sites sont en doublets et les 25 emplacements des mesures GNSS de terrain. Le calendrier

5. http://www.sapos-bw.de/gnss.php,http://www.lvermgeo.rlp.de/index.php?id=sapos

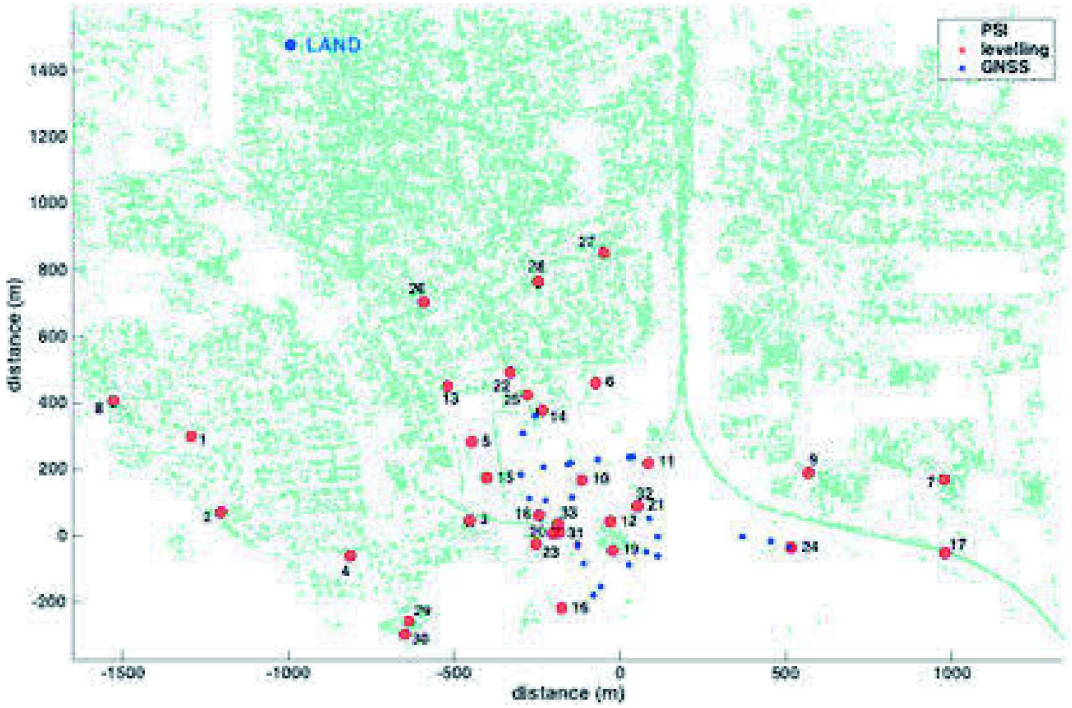


FIGURE 5.5 – Carte des points de mesures de nivellement (points rouges), de GNSS (points bleus), de la station permanente GNSS LAND (grand point bleu) et des PSI issus du dernier traitement InSAR, réalisé avec StaMPS (points verts). L'origine des axes se situe au niveau des puits de la centrale de géothermie.

des acquisitions présentées figure 5.6. J'y ai reporté les dates d'acquisition des mesures *in situ* sur celui de l'acquisition SAR à partir de 2013. Les mesures de nivellement ont débutées en octobre sur certains sites, la fréquence d'acquisition a augmenté en mars 2014. Pour le GNSS, les données sont principalement acquises après l'arrêt de la centrale. Il existe également quelques mesures de nivellement en 2011.

La figure 5.5 montre que les mesures de nivellement ont une distribution spatiale relativement large, elles s'étendent jusqu'à 1,5 km de la centrale en partant des abords de la centrale (sites 12 et 19). Les mesures de GNSS se concentrent dans les environs proches de la centrale, entre 50 et 500 m de distance pour les 25 sites. Les résultats InSAR permettent de couvrir une surface très large mais la densité des pixels dépend du traitement effectué et de la période considérée. On verra que la densité des PSI est plus importante avec le premier traitement (section 5.3). Les PSI de la figure 5.5 sont issus du dernier traitement avec StaMPS (2 ans de mesures et 60 images SAR). La zone en champ proche de la centrale souffre d'une faible densité de PSI, ceci est dû aux travaux urbains et aux espaces verts qui entourent la centrale. La perte de continuité spatiale va être la source d'erreurs de traitement PSI. De plus, l'absence de données entre le 31 juillet 2013

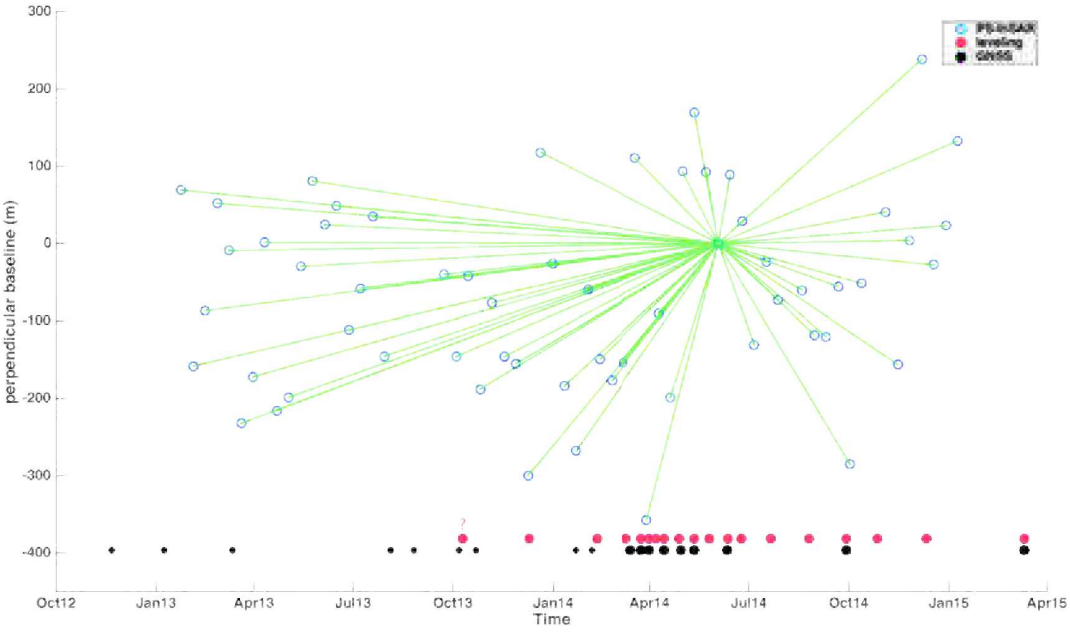


FIGURE 5.6 – Calendrier des mesures géodésiques (en abscisse) et lignes de base perpendiculaire des données SAR (en ordonnée). Points rouges, données de nivellement ; points noirs, données GNSS. Les petits points noirs sont les dates d'acquisition de la première mesure et les cercles plus larges sont les mesures répétées. Cercles bleus, données SAR. Les lignes vertes représentent les interférogrammes du calcul final de la solution PSI présenté en section 5.4.

et le 23 septembre 2013 (figure 5.6) alors que le taux de déplacement est élevé pendant cette période va augmenter la difficulté du traitement PSI ; il sera difficile de contraindre les sauts de phase en l'absence de continuité spatiale. Les résultats du nivellement et du GNSS apporteront les informations complémentaires en champ proche.

Différents traitements SAR ont été effectués sur différents intervalles de temps. L'ensemble des données traitées couvrent la période du 2 avril 2012 au 9 janvier 2015. La figure 5.6 présente le calendrier des acquisitions des données SAR utilisées pour mon traitement final des images SAR.

Les mesures *in situ* antérieures

La zone a déjà connu des déplacements par le passé de même que l'ensemble de la ville de Landau et ses environs. La figure 5.7 montre les déplacements mesurés entre 1993 et 2011 dans les environs de la centrale de géothermie (située à l'origine du repère). La subsidence atteint 14 mm à moins d'une centaine de mètre de la centrale. L'amplitude du déplacement est maximale à l'est où elle atteint 19 mm.

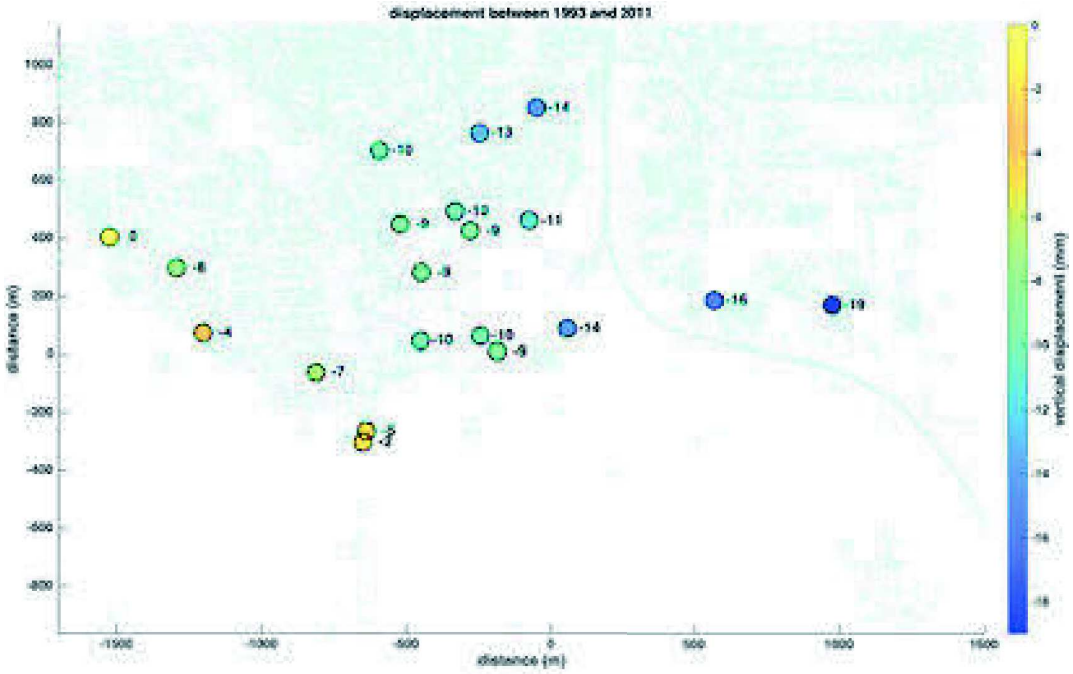


FIGURE 5.7 – Déplacements verticaux (mm) par nivellement entre 1993 et 2011 (disques). Le fond de carte représente la localisation des données PSI issues du calcul StaMPS. La centrale de Landau se situe à l'origine des axes.

5.3 Première étude

Cet article présente les premières images des déplacements sur Landau. Le principal déplacement observé est une surrection pluri-centimétrique qui a débutée mi-2013 et s'est poursuivie jusqu'à l'arrêt de la centrale de géothermie mi-mars 2014. Cette étude montre l'analyse des déformations d'avril 2012 à avril 2014 à partir des résultats PSI obtenus avec un logiciel développé par Kim et al. (2010). Ces résultats sont comparés à des mesures de nivellement. L'article présente aussi les résultats de la modélisation de la première phase de surrection.

Heimlich et al. Geothermal Energy (2015) 3:2
DOI 10.1186/s40517-014-0024-y

Geothermal Energy
a SpringerOpen Journal

RESEARCH ARTICLE Open Access

Uplift around the geothermal power plant of Landau (Germany) as observed by InSAR monitoring

Christine Heimlich[1*], Noël Gourmelen[2], Frédéric Masson[1], Jean Schmittbuhl[1], Sang-Wan Kim[3] and Jérôme Azzola[4]

* Correspondence: christine.heimlich@unistra.fr
[1]IPGS-UMR 7516, CNRS-Université de Strasbourg, 5 rue René Descartes, Strasbourg 67084, France
Full list of author information is available at the end of the article

Abstract

Background: Several centimetres of uplift were observed extending over a square-kilometre area around the geothermal site of Landau, Germany.

Methods: This observation is based on the interpretation of a geodetic survey using radar satellite images of the Upper Rhine Graben recorded between April 2012 and April 2014. Observations are based on two data processing methods for synthetic aperture radar acquisitions: synthetic aperture radar interferometry (InSAR) and permanent scatterer InSAR (PS-InSAR) monitoring.

Results: The inferred time evolution shows that the displacement began in July 2013 and that the displacement rate reaches its maximum (about 16 cm/year) during the summer period (from July to September 2013). We observe a surface displacement of 3.5 cm during this period.

Conclusions: A preliminary inversion of the source of the deformation based on a simple elastic model of a buried cavity suggests that a significant injection of fluid occurred at a depth of approximately 450 m below the geothermal plant.

Keywords: PS-InSAR; InSAR; Surface displacement; Geothermy

Background

The Upper Rhine Graben has high potential for deep geothermal energy owing to a high temperature gradient combined with a large fluid source (Pribnow and Schellschmidt 2000). Since 1987, a geothermal research laboratory in the French area of the Upper Rhine Graben, the GEIE of Soultz-sous-Forêts (France), has provided considerable knowledge on deep geothermal energy and its production (Gerard et al. 2006; Genter et al. 2010). One development of lessons learned from Soultz-sous-Forêts is the geothermal power plant of Landau, which is located south of the city of Landau and 35 km northeast of Soultz-sous-Forêts. The power plant has a doublet configuration in which one well is the production well and the second well is used for the geothermal water reinjection. The production well was bored in 2005 to 3,300 m deep. The well deviates to the west, with an inclination as high as 29°. The reinjection well was bored in 2006 to 3,170 m deep, with an inclination as high as 25° to the east. The power plant had been running successfully since 2007, but the production stopped on 14 March 2014, when a major surface deformation was observed in the vicinity of the plant. A link between the geothermal production and the surface displacement was established (www.bodenhebungen-landau.de).

Springer

© 2015 Heimlich et al.; licensee Springer. This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly credited. The Creative Commons Public Domain Dedication waiver (http://creativecommons.org/publicdomain/zero/1.0/) applies to the data made available in this article, unless otherwise stated.

To understand the geophysical processes that might be responsible for this surface deformation, a regional geodetic survey will be important. Indeed, previous geodetic analyses of geothermal regions have already been performed and have shown that vertical and horizontal displacements have been caused by geothermal exploitation (e.g. Massonnet et al. 1997; Carnec and Fabriol 1999; Fialko and Simons 2000; Nishijima et al. 2005; Glowacka et al. 2010; Jeanne et al. 2014). Note that surface displacement can also be observed during the drilling phase (Lubitz et al. 2013).

In this study, we present results from recent geodetic radar surveys using synthetic aperture radar (SAR) images. The images cover the Landau region from April 2012 to April 2014. First, we describe the methods in the Methods section, i.e. SAR interferometry (InSAR) and permanent scatterer InSAR (PS-InSAR) monitoring. In the Results section, we present a map of the surface displacement around the geothermal plant of Landau and discuss the evolution of the displacement along specific geographical profiles. Finally, in the Discussion section, we discuss our results, we compare our InSAR results with levelling measurements and introduce a simple model that provides a preliminary inversion of the observed surface deformation. The Conclusion section is devoted to conclusions.

Methods

InSAR and PS-InSAR

Our dataset consists of 57 SAR acquisitions from the TerraSAR-X satellite of the German Space Agency (DLR) from April 2012 to April 2014, with a repeat time between successive acquisitions of 11 days. Some acquisitions were not, however, performed by the DLR; thus, measurement gaps of up to 55 days occurred at the end of the summer of 2013. The X-band (3.1-cm wavelength) SAR images are acquired in descending orbit with an incidence angle of 21° and a 2-m ground resolution.

Surface displacement is measured by exploiting the phase variation between consecutive SAR measurements using both conventional InSAR (Gabriel et al. 1989; Massonnet and Feigl 1998; Rosen et al. 2000; Hanssen 2001) and PS-InSAR (Usai 1997; Ferretti et al. 2001) techniques. InSAR is sensitive to the change in distance between the ground and the satellite in the line of sight (LOS) direction and is, for a spaceborne SAR system with a small look angle such as used here, mainly sensitive to vertical ground displacement and, to a lesser extent, to horizontal ground displacement. Conventional InSAR has the advantage of maximising the spatial coherence for short temporal baselines but is limited by surface coherence, and PS-InSAR has the advantage of resolving deformation in regions of low coherence, such as the region surrounding the geothermal plant in Landau.

InSAR techniques have been applied to study surface deformation related to the earthquake cycle (Massonnet et al. 1993; Zebker et al. 1994; Fialko et al. 2005; Burgmann et al. 2006; Peltzer et al. 2001), magmatic activity (Amelung et al. 2000; Pritchard and Simons 2002; Hooper et al. 2004; Wright et al. 2006; Wicks et al. 2006; Doubre and Peltzer 2007; Biggs et al. 2009) and subsurface reservoirs (Jonsson et al. 1998; Massonnet et al. 1997; Amelung et al. 1999; Fialko and Simons 2000; Bawden et al. 2001; Newman et al. 2006; Gourmelen et al. 2007; Vasco et al. 2008).

For the PS-InSAR approach, we use algorithms developed at Sejong University (Kim et al. 2010) following the procedure described by Ferretti et al. (2001). A stack of SAR

images coregistered to a common master is used to compute a stack of interferograms from which orbital and topographical phase components are removed using orbit information provided by the DLR and the SRTM DEM, respectively (Farr et al. 2007). Permanent scatterers are then selected based on the temporal characteristics of the measured signal. The phase of the permanent scatterers is then spatially and temporally identified prior to evaluating the DEM errors, the atmospheric phase screen, the surface deformation time series and the mean velocity from linear regression of the deformation time series at each persistent scatterer (PS).

Levelling

The local government produces regular levelling measurements in Landau (the measurements are published at www.bodenhebungen-landau.de). Some points have been measured since 1993, but most points have only been measured since October 2013. The levelling measurements provide information on the vertical movement over time. Since October 2013, the city of Landau has completed the levelling measurements with Global Navigation Satellite System (GNSS) measurements of horizontal displacement at sites close to the geothermal power plant. We selected the levelling measurement sites that are collocated with PS-InSAR pixels to compare both results.

Results

Figure 1A shows the PS-InSAR mean velocity in the area of Landau between 8 July 2013 and 9 April 2014. Despite a lack of information where the temporal coherence is too weak (black domains), we observe a quasi-circular displacement pattern south of Landau centred on the geothermal plant of Landau (white circle, Figure 1A). The average uplift rate reaches 5 cm/year at the plant site. A highly coherent short-term interferogram between 24 February 2014 and 7 March 2014 (Figure 1B) clearly shows the spatial relationship between the deformation field and the location of the geothermal plant. The radius of the whole area affected by the surface deformation between April 2012 and April 2014 centred on the power plant extends from 800 to 1,000 m. We also observe a larger north-south elongated area of moderate uplift north of Landau close to the village of Nussdorf (Figure 1A - point A), where oil exploitation is ongoing.

A north-south profile extending from the oil fields located north of Landau to the geothermal power plant south of Landau (Figure 2; Figure 1 for the locations of the profiles) shows the temporal and spatial evolution of the cumulative displacement. Details on the evolution at six locations (A, B, C, D, E and F from north to south) along the N-S profile are plotted in Figure 3. Figure 2 displays two displacement profiles along the west-east direction: one through the centre of the city of Landau (crossing the N-S profile close to point D) and one close to the geothermal plant (crossing the N-S profile at point F).

High-rate uplift from July 2013 around the Landau geothermal plant

Figures 2 and 3F do not show significant displacement surrounding the geothermal plant from April 2012 to July 2013. The increase in the displacement rate was initiated at the beginning of July 2013 in the vicinity of the geothermal power plant. After July 2013, the displacement exhibited a major rate change that is clearly visible in the time

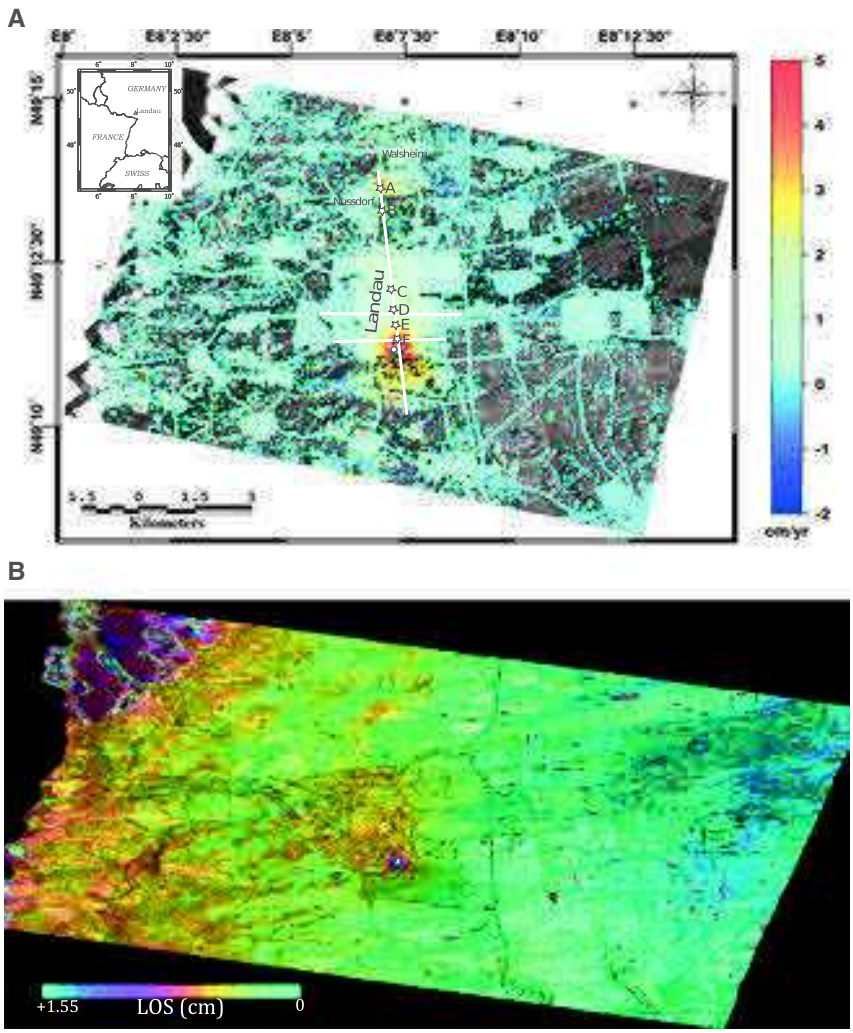


Figure 1 Map of the mean displacement velocity and interferogram showing uplift in south Landau. (A) Map of the mean displacement velocity (cm/year) over Landau. Mean displacement velocity (cm/year) in the LOS direction (positive towards the satellite) over the city of Landau (Germany) between 8 July 2013 and 9 April 2014 as obtained from the PS-InSAR results. White lines: profiles of Figure 2. White stars: location of the time series of Figure 3. White circle: location of the power plant. **(B)** Interferogram showing uplift in south Landau. Uplift centred on the geothermal power plant between 24 February 2014 and 7 March 2014 as obtained from the InSAR analysis. The white cross marks the power plant location. One colour cycle corresponds to a deformation of 1.55 cm in the LOS direction (positive towards the satellite). Here, the displacement reaches a maximum of 2 cm.

series (Figure 3F). The displacement amplitude reached 2.4 cm between 30 July 2013 (lower purple curve) and 23 September 2013 (middle black curve). During this period, the uplift reached more than half of the total uplift that had occurred since July 2013. The profiles of the displacement show a clear maximum at point F, i.e. the intersection of the profiles at 0.29 km from the power plant (Figures 1 and 2). Note that the location of the maximum displacement is slightly shifted from the surface location of the geothermal plant in the direction of the injection well (to the east).

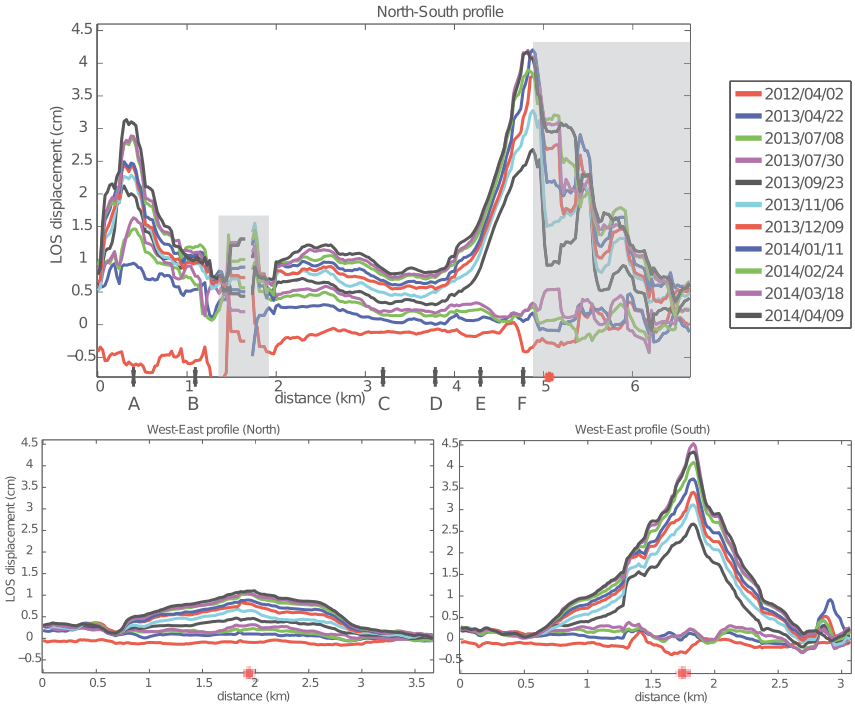


Figure 2 Profiles of the LOS displacement (cm). Displacement (cm) in the LOS direction (positive towards the satellite) for the three profiles (white lines in Figure 1). The coloured curves show the displacement at relevant dates (see legend) from 2 April 2012 (lower red line) to 9 April 2014 (black top line). The results are averaged over a set of PS-InSAR along the profile at a maximum of 100-m distance from the selected point. The results in the grey boxes suffer from a loss of coherence. The vertical black lines in the north-south profile (*x*-axis) identify the six points of the time series presented in Figure 3. The red point on the *x*-axis is the nearest point of the profile to the geothermal power plant.

Displacement after March 2014 in the vicinity of the geothermal plant location

In the southern west-east profile in Figure 2, we can see a decrease in the displacement approximately 100 m east of the nearest point of the geothermal plant location between 18 March 2014 (purple curve) and 9 April 2014 (black curve). We can also see this change in the displacement direction in the north-south profile. However, the results are affected by the spatial decorrelation in the pixel in the profile, so the results are less constrained than in the west-east profiles.

The inversion of polarity of the deformation is more visible in the levelling results (Figure 4), where the time series extends a month later (until May 2014) than the PS time series, particularly at the sites closest to the geothermal plant (sites 5 and 6).

Continuous uplift in the north during 2012 to 2013

North of Landau, we observe a region of continuous uplift that culminates in the vicinity of the village of Nussdorf (Figure 1). The uplift (Figures 2 and 3A) has an average rate of 1.5 cm/year. The area affected by this continuous displacement extends from point A to C, over a distance of 3 km, and reaches the centre of the city of Landau. The amplitude decreases from north to south, where the maximum displacement is at point A at a distance of 0.3 km from the northern limit of our profile and the minimum displacement along the profile is close to point C. On the regional map (Figure 1A), the uplift is maximal east of the profile between Nussdorf and Walsheim at the oil fields.

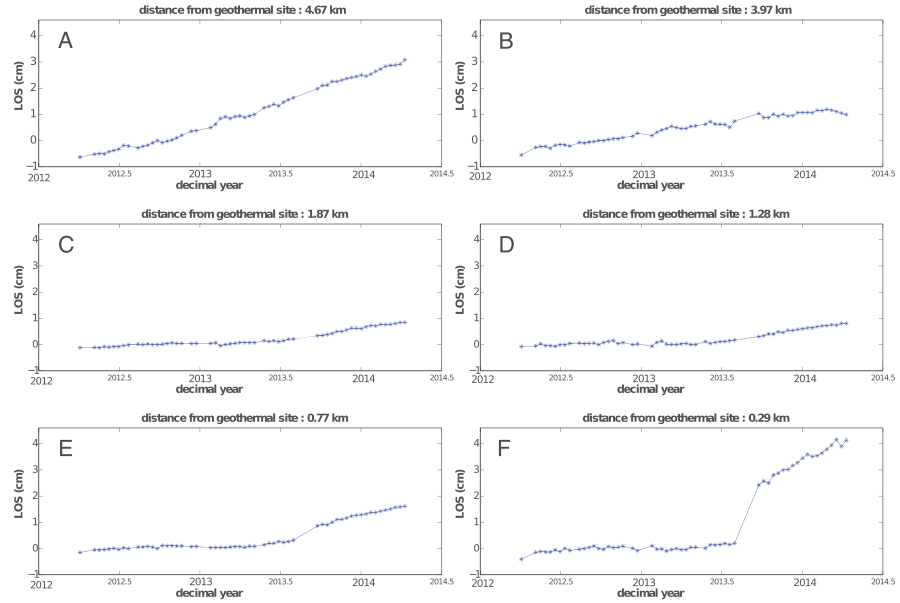


Figure 3 Time series from the north-south profile. A, **B**, **C**, **D**, **E**, **F**: time series corresponding to the points located Figures 1 and 2 from the north (A) to close to the geothermal site location (F). Each time series represents the LOS displacement towards the satellite (cm).

Discussion

PS-InSAR

We observe two patterns of uplift: one in the north and one in the south. Point C (Figures 1 and 2) seems to be at the transition between the two strain fields: the southern field related to the geothermal plant that was initiated in July 2013 and the northern field related to the oil exploitation that was initiated before April 2012, i.e. the beginning of our InSAR survey. Indeed, point C (see Figure 3C) exhibits both a slow, continuous displacement increase at the beginning of the monitoring in 2012 and then a clear acceleration in July 2013 to a higher rate that is synchronous with the onset of the geothermal strain. Therefore, the geothermal strain field is significantly distinct from the regional strain.

The maximum PS-InSAR displacement for points in the proximity of the geothermal plant for the July 2013 to March 2014 time period reaches 4 cm in the LOS direction in the north-south profile and 4.2 cm in the west-east southern profile (Figure 2). Note that the PS-InSAR displacement at the geothermal power plant indicates a cumulative displacement of less than 3.3 cm. This value likely reflects error during the phase unwrapping procedure rather than real behaviour as the region near the geothermal plant contains sparse coherent PS and SAR acquisitions during the period of maximum deformation. Subsequently, at the geothermal plant, PS-InSAR underestimates the real deformation, as shown in the Comparison between InSAR and levelling section for the levelling observations.

Comparison between InSAR and levelling

We compare the geodetic PS-InSAR results to the ground levelling measurements at ten sites around the geothermal plant between mid-2013 and 2014 (see Figure 4). The PS-InSAR time series is the result of the mean value of PS-InSAR points within a 50-m

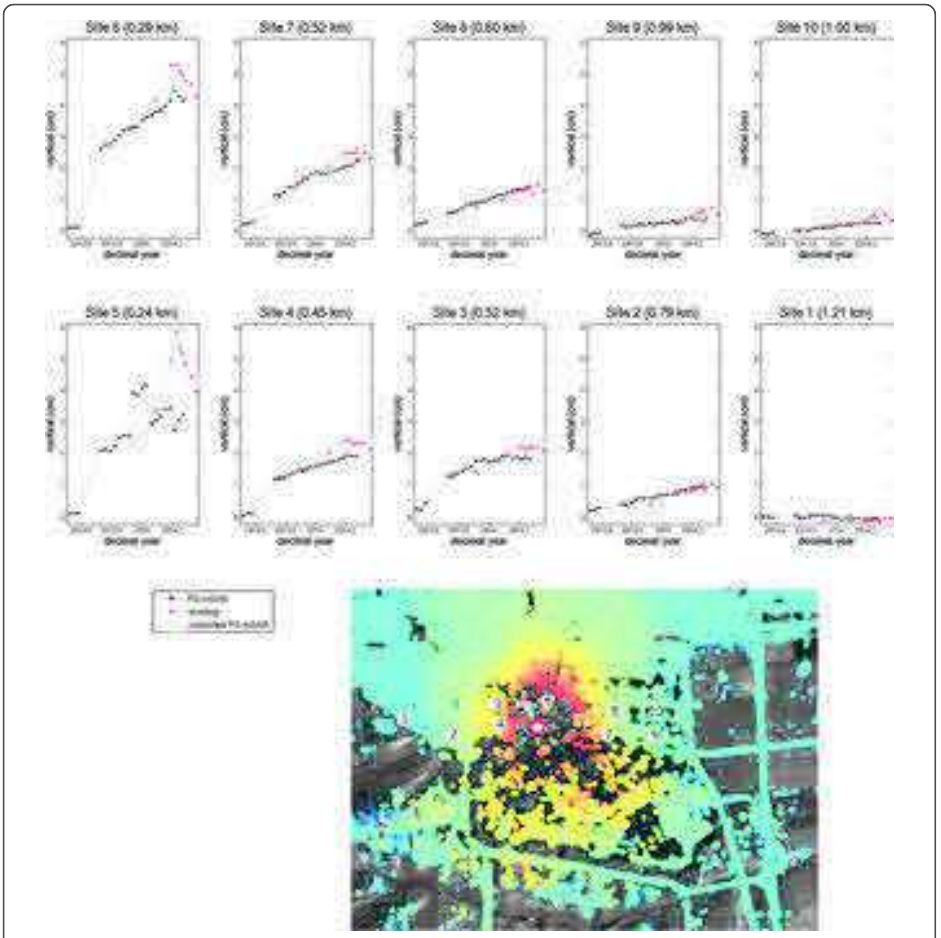


Figure 4 PS-InSAR and levelling time series. Comparison of PS-InSAR displacement time series (black points) and levelling measurements (red points). The first levelling measurement is adjusted to the PS-InSAR measurements. The PS-InSAR time series is the mean of the vertical projection of the PS-InSAR results of the pixels located in the vicinity of the levelling points; the maximum distance of the points is 50 m. The location of the points is shown in the joined map. The white and red stars identify the geothermal power plant. For site 5, we propose a correction of the PS-InSAR results (green points).

distance. We introduced an arbitrary offset to the first levelling measurement to fit the PS-InSAR estimates of the time series to compare the relative variations between both techniques. The levelling measurements of sites 1 to 4 and site 8 began in 2011, with a second measurement in October 2013. During this time lapse, all of the sites were affected by an uplift that decreased with the distance to the geothermal site. The uplift was 1.7, 1.6, 0.7 and 0.1 cm for sites 4, 3, 2 and 1, respectively. The difference between the levelling results at these site locations (2011 to 2013) and the InSAR results (April 2012 to September 2013) is less than 0.3 cm. Further, the main displacement before September 2013 arguably occurred during July to September 2013 and could be linked with the geothermal site. The first levelling measurements at the other sites began in October 2013.

Differences between the levelling and PS-InSAR results are typically on the order of a millimetre, except at site 5, where the difference is on the order of a centimetre. An

excellent agreement is obtained after the offset subtraction for all the sites over the time period.

The displacement is higher close to the power plant and decreases with the distance from the power plant. The maximum of the displacement amplitude for the PS-InSAR measurement is on the eastern side of the power plant at site 6 (4.5 cm), and the maximum for the levelling measurements after the offset subtraction (i.e. adjustment to the PS-InSAR results) is on the western side (5.8 cm). The levelling measurements show that the amplitude of deformation is higher at site 5 and is clearly visible in 2014. Specifically, site 5 is closer to the geothermal plant and affected by higher ground inflation. The PS-InSAR results at site 5 suffers from unwrapping errors, and this is clearly visible in Figure 4, for the dates comprised between 20 December 2013 and 22 January 2014 (four dates); here, the PS-InSAR results are shifted by half a satellite wavelength relative to the previous and following results. We use the levelling results to estimate and correct the phase shift (Figure 4, site 5). We corrected also the four last PS-InSAR results at site 5 of half a satellite wavelength for 7 March 2014 and of one wavelength for the dates between 18 March and 9 April 2014 (three last dates).

At site 6, where the variations in the time series are similar using the two methods, an uplift through mid-March 2014 (2014.2 decimal years) is followed by subsidence. Note that the variation in the amplitude is lower for the PS-InSAR results than for the *in situ* measurements. At site 5, both the PS-InSAR and levelling methods show uplift from the beginning of the time series to mid-March 2014 (2014.2). After the 24 March levelling measure, the levelling result shows subsidence, whereas the PS-InSAR results show uplift after 18 March 2014.

The difference between the two methods can be attributed to unwrapping errors and/or to the lack of PS-InSAR at the levelling measurement point 5. So the mean of the PS-InSAR displacement can result from PS-InSAR with a higher rate of displacement.

A simple model for strain inversion

We model the surface displacement measured by PS-InSAR between 30 July and 23 September 2013 to evaluate the characteristics of the first period of events. As a starting point, we shall assume that the deformation has a circular shape around the geothermal plant. The displacement measured by levelling and PS-InSAR increases towards the location of the power plant, suggesting a source located below the geothermal plant. The uplift occurs continuously from the onset of the well incident in July 2013, and the subsidence begins when the plant is shut down in March 2013. The surface displacement seems therefore to linearly respond to the behaviour of the deformation source. Accordingly, we suggest that the dominant response underneath the geothermal plant is elastic. We tested two models commonly used in volcano studies: a point source model (Mogi 1958) and an ellipsoidal model (Yang et al. 1988). The displacements modelled by the Mogi point source model can be compared to a displacement induced by the volume variation in a buried spherical cavity with a uniform internal pressure in an elastic half space (McTigue 1987). In this case, the vertical and radial displacements due to a volume variation of the sphere are well known (Mogi 1958; McTigue 1987; Segall 2009). The width of the displacement area is a function of the depth of the source. Its amplitude is a function of the depth and volume of the

injected fluid. When the depth is fixed, the amplitude is only a function of the volume of injected fluid. We also tested an ellipsoidal model (Yang et al. 1988). The ellipsoidal model is more realistic for modelling the injection of water in sedimentary layers due to the anisotropy characteristic of the sedimentary rocks. The Mogi model has four degrees of freedom: the two horizontal coordinates, the depth and the variation of volume. The elliptical model has eight degrees of freedom. We tested the following six parameters: the two horizontal coordinates, the depth, the pressure and the elliptical parameters (semi-major and semi-minor axes). We have not tested the plunge and the strike angle of the major axis. We fixed the Poisson's ratio value to 0.25 and the Young moduli to 10 GPa. We calculated the LOS displacement in the models from the radial and vertical components and compared them to the PS results. We first do a systematic research of the best fitting model, which allows to define the range of possible values for all the parameters. The source location parameters are tested both in the latitude and longitude direction from −180 to +200 m within an interval of 50 m. The depth is tested between 200 and 600 m with an interval of 50 m. The volume variation is tested between 1,000 and 45,000 m^3 with an interval of 5,000 m^3. In a second step, we do forward modelling using the parameter ranges defined during the first step. Then we look at all the residual maps between the true and synthetic data. We finally select the model showing the minimum residuals around the geothermal site.

We obtain results with a good constraint on the depth, approximately 450 m. The location of the centre of the deformation is also well constrained and is in the vicinity of the geothermal plant (around ±150 m).

Figure 5A presents the results of the best fitting Mogi model (blue curve) and Yang model (red curve) along the west-east and north-south profiles with a source at a 450-m depth. The volume variation is 30,000 m^3 with the Mogi model. The Yang model produces a pressure change of 10 MPa and elliptical dimensions of 17 and 1,300 m for the semi-minor and semi-major axes, respectively.

Figure 5B represents the residuals between the Mogi model and the PS-InSAR results. The residuals are very small, indicating that the model is in good agreement with the PS-InSAR results, except at the geothermal plant where the phase is not correctly unwrapped. The residuals in the south correspond to an area of Landau with many new buildings, which causes the SAR signal to decorrelate. A circular pattern of deformation remains in the north. This pattern can result from a second source of deformation.

The reinjection well of the Landau power plant is not cemented between depths of 479 and 751 m. A defective joint has already been observed at this well (Ministry of Economic Affairs, Climate Protection, Energy and Regional Planning press talk, 9 April 2014, www.lgb-rlp.de/uploads/media/Pressegespraech-Gelaendeveraenderungen-Landau.pdf). Thus, a geothermal water leakage at a depth of approximately 450 m is very consistent with our observations.

Conclusions

The PS-InSAR geodetic measures show that we can distinguish four main periods: 1) First, a continuous uplift north of Landau related to oil field exploitation. 2) In July 2013, a new displacement field appeared south of Landau in the vicinity of the geothermal power plant. This event is clearly visible in the PS-InSAR time series between July

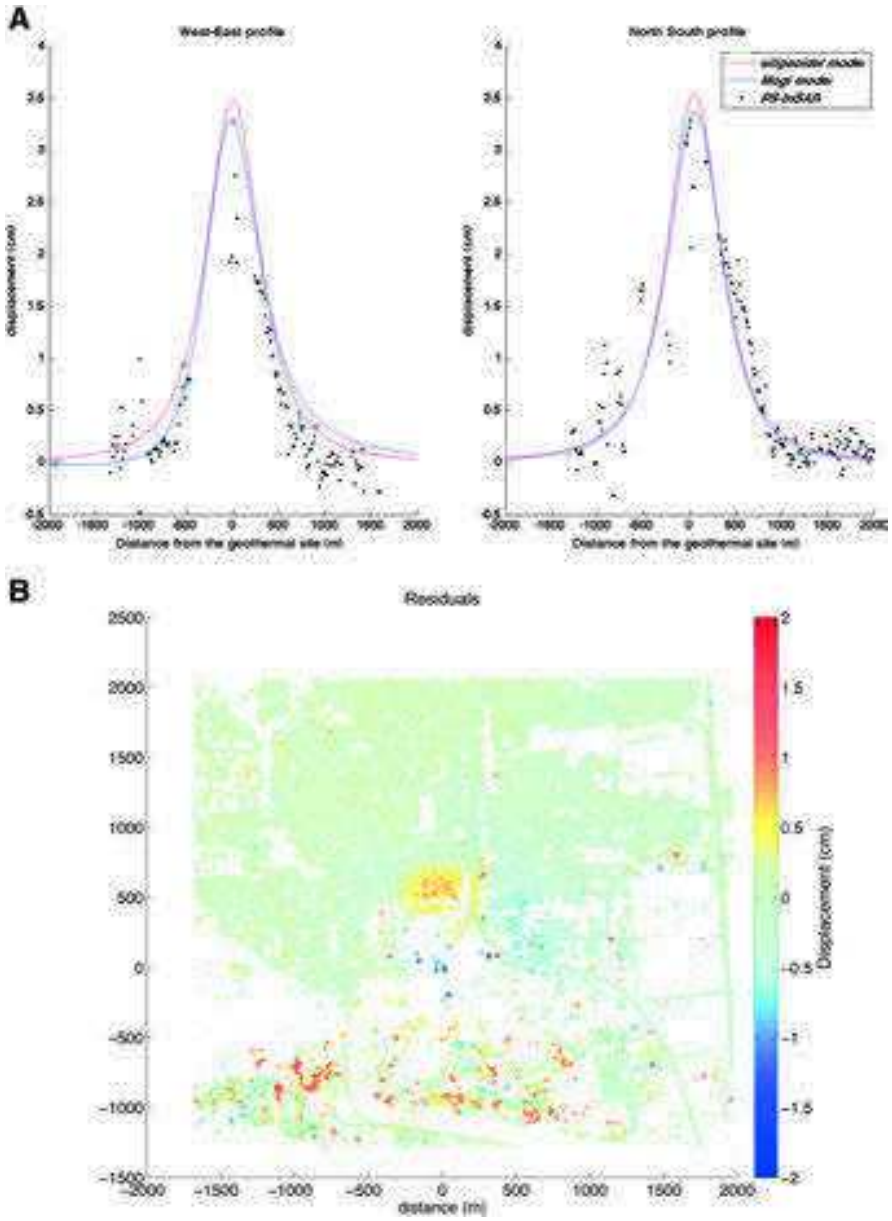


Figure 5 Models of displacement. (A) Modelled LOS displacement (cm) along the west-east and north-south profiles. The red curve is the ellipsoidal Yang model; the blue curve is the Mogi model; the black dots are the PS-InSAR results. The source location of the models is at a 450-m depth. **(B)** Residuals between the ellipsoidal Yang model and the PS-InSAR results at a source location at a 450-m depth.

2013 and September 2013. The maximum displacement occurs in this period near the power plant. The amplitude of the displacement decreases with increasing distance from the power plant. 3) The displacement is a multi-centimetre uplift that continues through March 2014. The region of displacement extends up to the centre of the city of Landau. 4) In the last period, from March 2014, we detect subsidence in the vicinity of the geothermal power plant.

Despite the lack of PS-InSAR measurements south of the geothermal power plant owing to the poor coherence of the signal over time, we can assume that the surface

deformation has a circular pattern around the geothermal power plant. The levelling data show that the maximum displacement is on the east side of the power plant in the drift direction of the reinjection well. This observation is consistent with the origin of the deformation located around the reinjection well and is related to a leakage in the well. The modelling with the Mogi model and the Yang model suggests that this leakage occurs at a depth around 450 m, which is consistent with the existence of a non-cemented zone in the reinjection geothermal well.

Our study demonstrates the importance of geodetic monitoring of geothermal power plants. Indeed, geodetic monitoring can help determine the history and the origin of incidents. Moreover, the PS-InSAR method has the ability to delineate the border of the deformed area. However, the PS-InSAR method is unable to provide information on vegetated areas, such as those south of the power plant. Complementary methods, such as levelling and GNSS, are necessary. These complementary methods are also helpful for evaluating the amplitude of the displacement when the displacement between the time lapse and/or adjacent pixels is greater than half of the wavelength of the radar signal. These methods are also necessary for retrieving the vertical and horizontal components of the displacement. In the future, data will be analysed with shorter baselines, and GNSS measurements will contribute to estimating the displacements.

Abbreviations
GNSS: Global Navigation Satellite System; InSAR: interferometric synthetic aperture radar; LOS: line of sight; PS: persistent scatterer; SAR: synthetic aperture radar.

Competing interests
The authors declare that they have no competing interests.

Authors' contributions
NG and SWK conducted the InSAR data processing. CH, NG, FM and JS designed the study. CH and FM conducted the analysis, the interpretation and the figure design. CH conducted the analysis and interpretation of the levelling measurements. FM, JS, CH and JA conducted the modelling. CH wrote the manuscript, along with contributions from NG, FM and JS. All authors read and approved the final manuscript.

Acknowledgements
This work has been conducted under the framework of the LABEX ANR-11-LABX-0050_G-EAU-THERMIE-PROFONDE, and it is supported by funding from the state managed by the French National Research Agency as part of the Investments for the Future program. S-W Kim was supported by Global Surveillance Research Center (GSRC) program funded by the Defense Acquisition Program Administration (DAPA) and Agency for Defense Development (ADD). We thank the reviewers for their remarks which greatly improved the manuscript.

Author details
[1]IPGS-UMR 7516, CNRS-Université de Strasbourg, 5 rue René Descartes, Strasbourg 67084, France. [2]School of GeoSciences, University of Edinburgh, James Hutton Road, Edinburgh EH9 3FE, UK. [3]Department of Geoinformation Engineering, Sejong University, 98, Gunja-dong, Gwangjin-gu, Seoul 143-747, South Korea. [4]Ecole Nationale Superieure des Mines de Nancy, Parc de Saurupt/CS14234, Nancy 54042, France.

Received: 6 June 2014 Accepted: 14 December 2014
Published online: 30 January 2015

References
Amelung F, Galloway DL, Bell JW, Zebker HA, Laczniak RJ (1999) Sensing the ups and downs of Las Vegas: InSAR reveals structural control of land subsidence and aquifer-system deformation. Geology 27:483–486
Amelung F, Jonsson S, Zebker H, Segall P (2000) Widespread uplift and 'trapdoor' faulting on Galapagos volcanoes observed with radar interferometry. Nature 407:993–996
Bawden GW, Thatcher W, Stein RS, Hudnut KW, Peltzer G (2001) Tectonic contraction across Los Angeles after removal of groundwater pumping effects. Nature 412:812–815
Biggs J, Amelung F, Gourmelen N, Dixon TH, Kim SW (2009) InSAR observations of 2007 Tanzania rifting episode reveal mixed fault and dyke extension in an immature continental rift. Geophys J Int 179:549–558
Burgmann R, Hilley G, Ferretti A, Novali F (2006) Resolving vertical tectonics in the San Francisco Bay Area from permanent scatterer InSAR and GPS analysis. Geology 34:221–224
Carnec, Fabriol (1999) Monitoring and modeling land subsidence at the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico, using SAR interferometry. Geophys Res Lett 26(9):1211–1214

Doubre C, Peltzer G (2007) Fluid-controlled faulting process in the Asal Rift, Djibouti, from 8 yr of radar interferometry observations. Geology 35:69–72
Genter A, Goerke X, Graff JJ, Cuenot N, Krall G, Schindler M, Ravier G (2010) Current status of the EGS Soultz geothermal project (France). In: World Geothermal Congress, WGC2010, Bali, Indonesia, 2010, 25-29 April
Gerard A, Genter A, Kohl T, Lutz P, Rose P, Rummel F (2006) The deep EGS (Enhanced Geothermal System) project at Soultz-sous-Forêts (Alsace, France). Geothermics 35:473–483
Farr TG Rosen PA, Caro E, Crippen R, Duren R, Hensley S, Kobrick M, Paller M, Rodriguez E, Roth L, Seal D, Shaffer S, Shimada J, Umland J, Werner M, Oskin M, Burbank D, Alsdorf D (2007) The Shuttle Radar Topography Mission. Rev Geophys 45. doi:10.1029/2005RG000183
Ferretti A, Prati C, Rocca F (2001) Permanent scatterers in SAR interferometry. IEEE Trans Geosci Rem Sens 39:8–20
Fialko Y, Sandwell D, Simons M, Rosen P (2005) Three-dimensional deformation caused by the Bam, Iran, earthquake and the origin of shallow slip deficit. Nature 435:295–299
Fialko Y, Simons M (2000) Deformation and seismicity in the Coso geothermal area, Inyo County, California: observations and modeling using satellite radar interferometry. J Geophys Res-Solid Earth 105:21781–21793
Gabriel AK, Goldstein RM, Zebker HA (1989) Mapping small elevation changes over large areas - differential radar interferometry. J Geophys Res-Solid Earth Planets 94:9183–9191
Glowacka E, Sarychikhina O, Suarez F, Nava FA, Mellors R (2010) Anthropogenic subsidence in the Mexicali Valley, Baja California, Mexico, and slip on the Saltillo fault. Environ Earth Sci 59:1515–1524
Gourmelen N, Amelung F, Casu F, Manzo M, Lanari R (2007) Mining-related ground deformation in Crescent Valley, Nevada: implications for sparse GPS networks. Geophys Res Lett 34, L09309
Hanssen, R (2001) Radar interferometry: data interpretation and error analysis. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht
Hooper A, H Zebker, P Segall, B Kampes (2004) A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers. Geophys Res Lett 31, L23611. doi: 10.1029/2004GL021737
Jeanne P, Rutqvist J, Vasco D, Garcia J, Dobson PF, Walters M, Hartline C, Borgia A (2014) A 3D hydrogeological and geomechanical model of an Enhanced Geothermal System at The Geysers, California. Geothermics 51:240–252
Jonsson S, Adam N, Bjornsson H (1998) Effects of subglacial geothermal activity observed by satellite radar interferometry. Geophys Res Lett 25:1059–1062
Kim S-W, Wdowinski S, Amelung F, Dixon T, Won S-J, Kim J-W (2010) Measurements and predictions of subsidence induced by soil consolidation using permanent scatterer InSAR and hyperbolic model. Geophys Res Lett V 37, L05304. doi:10.1029/2009GL041644
Lubitz C, Motagh M, Wetzel H-U, Kaufmann K (2013) Remarkable urban uplift in Staufen im Breisgau, Germany: observations from TerraSAR-X InSAR and leveling from 2008 to 2011. Remote Sens 5:3082–3100
McTigue DF (1987) Elastic stress and deformation near a finite spherical magma body: resolution of the point source paradox. J Geophys Res 92:12,931–12,940
Massonnet D, Feigl KL (1998) Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. Rev Geophys 36:441–500
Massonnet D, Holzer T, Vadon H (1997) Land subsidence caused by the East Mesa geothermal field, California, observed using SAR interferometry. Geophys Res Lett 24:901–904
Massonnet D, Rossi M, Carmona C, Adragna F, Peltzer G, Feigl K, Rabaute T (1993) The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. Nature 364:138–142
Mogi K (1958) Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. Bull Earthquake Res Inst Univ Tokyo 36:99–134
Newman AV, Dixon TH, Gourmelen N (2006) A four-dimensional viscoelastic deformation model for Long Valley Caldera, California, between 1995 and 2000. J Volcanol Geotherm Res 150:244–269
Nishijima J, Fujimitsu Y, Ehara S, Kouno E, Yamauchi M (2005) Micro-gravity monitoring and repeated GPS survey at Hatchobaru geothermal field, central Kyushu, Japan. In: Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 24–29 April 2005
Peltzer G, Crampe F, Hensley S, Rosen P (2001) Transient strain accumulation and fault interaction in the Eastern California shear zone. Geology 29:975–978
Pribnow D, Schellschmidt R (2000) Thermal tracking of upper crustal fluid flow in the Rhine Graben. Geophys Res Lett 27(13):1957–1960
Pritchard ME, Simons M (2002) A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes. Nature 418:167–171
Rosen PA, Hensley S, Joughin IR, Li FK, Madsen SN, Rodriguez E, Goldstein RM (2000) Synthetic aperture radar interferometry. Invited paper, Proc IEEE 88:333–382
Segall P (2009) Earthquake and volcano deformation. Princeton University Press, Princeton
Usai S (1997) The use of man-made features for long time scale INSAR. In: Geoscience and Remote Sensing, 1997. IGARSS '97. Remote Sensing - A Scientific Vision for Sustainable Development. 1997 IEEE International. 4:1542:1544. 3-8 Aug 1997. doi: 10.1109/IGARSS.1997.608936.
Vasco DW, Ferretti A, Novali F (2008) Reservoir monitoring and characterization using satellite geodetic data: interferometric synthetic aperture radar observations from the Krechba field, Algeria. Geophysics 73(6):WA113–WA122
Wicks CW, Thatcher W, Dzurisin D, Svarc J (2006) Uplift, thermal unrest and magma intrusion at Yellowstone caldera. Nature 440:72–75
Wright TJ, Ebinger C, Biggs J, Ayele A, Yirgu G, Keir D, Stork A (2006) Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode. Nature 442:291–294
Yang XM, Davis PM, Dietrich JH (1988) Deformation from inflation of a dipping finite prolate spheroid in an elastic half-space as a model for volcanic stressing. J Geophys Res 93(B5):4249–4257
Zebker HA, Rosen PA, Goldstein RM, Gabriel A, Werner CL (1994) On the derivation of coseismic displacement-fields using differential radar interferometry - the Landers earthquake. J Geophys Res-Solid Earth 99:19617–19634

La première étude a imagé le déplacement au niveau de Landau pendant la phase de production de la centrale de géothermie profonde. Cette 2^{e} partie de l'analyse des déplacements à Landau étudie plus en détail les différentes phases des déplacements observés à Landau. Les séries temporelles sont complétées pour observer les déplacements après l'arrêt de la centrale, jusqu'en janvier 2015 pour l'InSAR et jusqu'en mars 2015 pour les mesures de nivellement. Les mesures GNSS ont été rajoutées à l'analyse.

Des sections de ce chapitre font partie d'un article en cours de rédaction. Elles sont présentées en anglais.

5.4 Les résultats InSAR

J'ai réalisé plusieurs traitement PSI avant d'arriver à un résultat satisfaisant. Les difficultés majeures résident dans le fait que le taux de déformation est élevé par rapport à l'acquisition SAR et par rapport à la sensibilité du radar X (1,55 cm de déplacement pour un cycle de phase). Or le déplacement est supérieur à 1,55 cm sur une large zone entre plusieurs séries d'acquisitions successives et notamment entre le 30 juillet 2013 et le 23 septembre 2013 où il n'y a pas d'acquisition SAR intermédiaire. De plus, la zone autour de la centrale géothermique, où se situe le maximum de déplacement, était en travaux pour des aménagements urbains et pour la création de jardins. La zone souffre donc de perte de cohérence spatiale. Les PSI au niveau de la centrale sont mal contraints et ainsi susceptibles d'avoir des sauts de phase non corrigés. Il existe plusieurs zones au nord où le déplacement est également élevé et où les résultats risquent d'être faussés par des sauts de phase. Il s'agit des zones rurales entourées de champs cultivés. Dans ces zones les PSI se situent uniquement au niveau des villages voisins, des routes et des plateformes de puits pétroliers.

La carte de vitesse PSI

Le traitement final utilise 60 images SAR acquises entre le 24 janvier 2013 et le 9 janvier 2015. La figure 5.8 montre l'effet orbital pour chaque image relativement à l'image acquise le 3 juin 2014 qui a servie d'image maître. Les distances des lignes de base ont été présentées figure 5.6.

La carte des vitesses moyennes du traitement final est présentée figure 5.9, l'échelle des couleurs est comprise entre -4,7 mm/an et 15,5 mm/an. Mais la vitesse maximale est biaisée par les sauts de phase non corrigés. La zone traitée s'étend de la frontière française au sud, avec la ville de Wissembourg, jusqu'au nord de Landau. Ce qui représente une surface de environ 30 km x 25 km. Le géo-référencement de la carte des vitesses est identique à celui de la figure des incertitudes (SD) de la mesure de vitesse (figure 5.10). Les incertitudes sur les vitesses varient entre 0,2 et 2,7 mm/an. Elles sont maximales au niveau du relief,

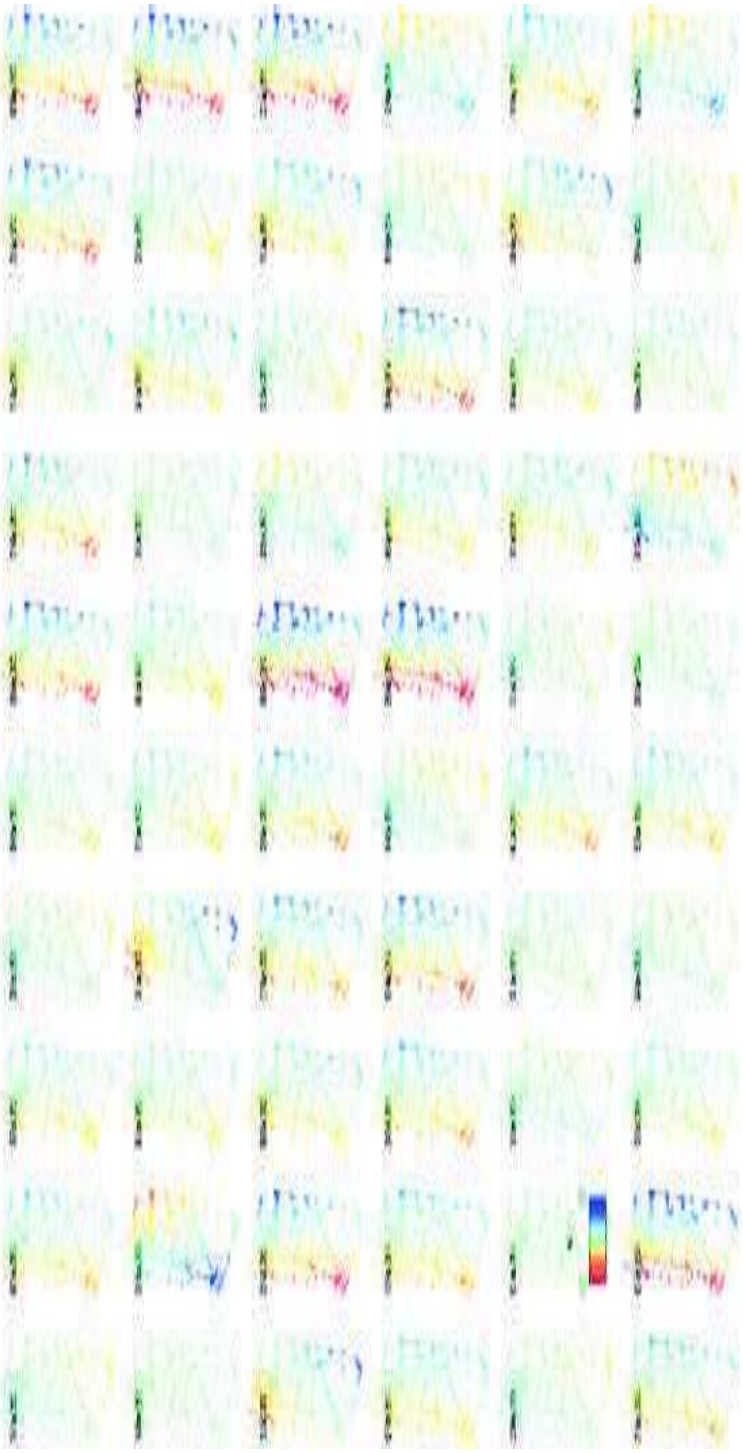


FIGURE 5.8 – Effets des orbites dans les résultats PSI relativement à l'acquisition du 3 juin 2014. Échelle en radian entre -10,7 rad (rouge) et 9,7 rad (bleu)

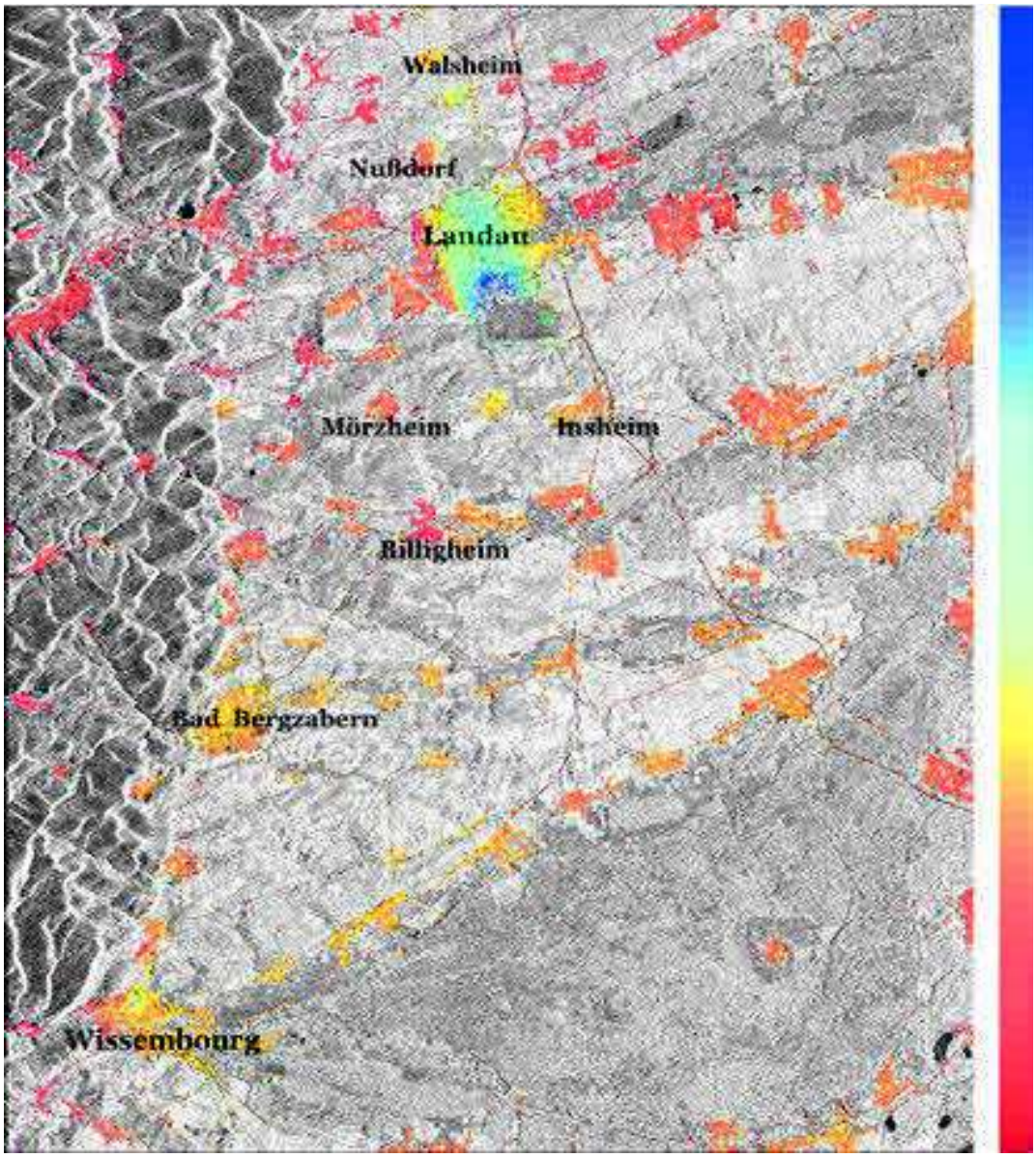


FIGURE 5.9 – Carte de vitesse pour un traitement entre le 24 janvier 2013 et le 9 janvier 2015. L'échelle de couleur est comprise entre -4,7 et 15,5 mm/an en LOS. La zone couverte est de 30 km x 25 km.

à l'ouest de la faille rhénane occidentale et dans la zone centrée sur le site de géothermie à Landau, où la vitesse est maximale. Une vue rapprochée sur Landau (figure 5.11) montre que l'incertitude est également supérieure à 1 mm/an au niveau des champs pétroliers au nord de Landau. Ce sont des zones où j'ai pu identifier des sauts de phase, l'échelle de vitesse est donc biaisée, la vitesse maximale n'est pas représentée.

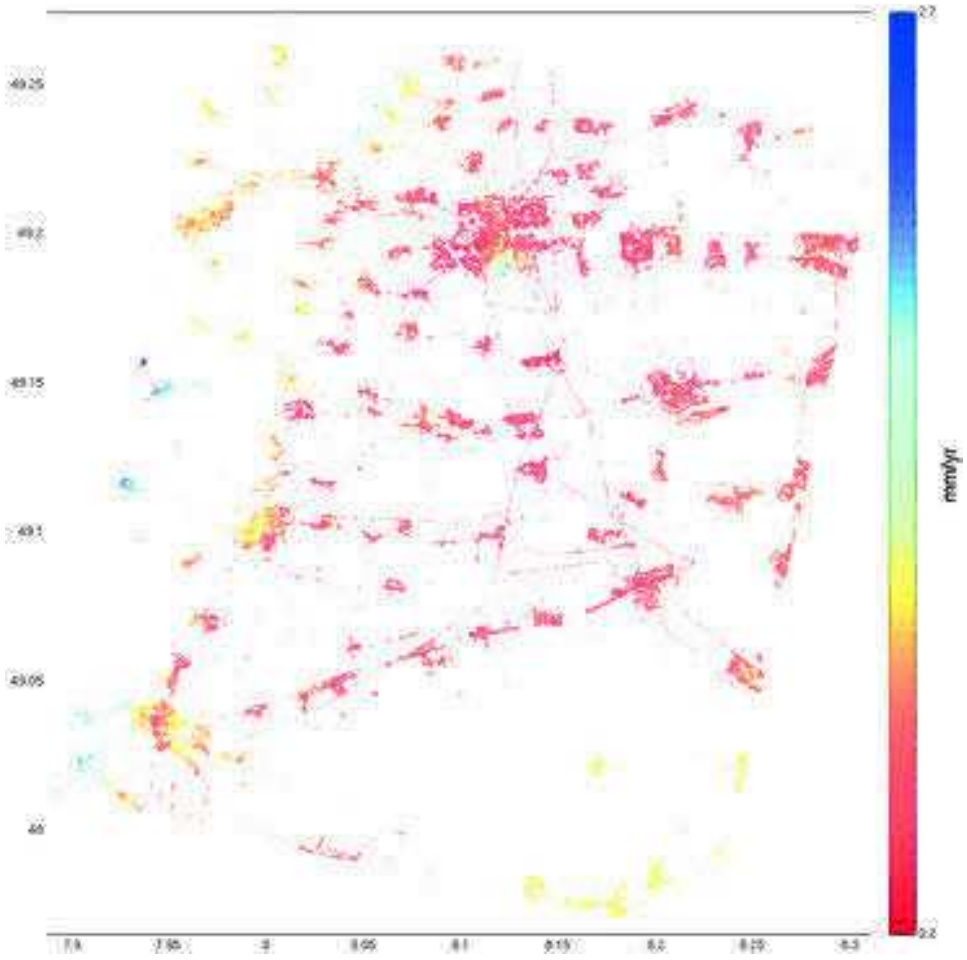


FIGURE 5.10 – Écart-type (mm/an) pour le calcul de vitesse du traitement présenté figure 5.9. L'échelle de couleur est comprise entre 0,2 et 2,7 mm/an.

L'échelle de vitesse, même biaisée, est beaucoup plus large à celle du traitement de la zone française. Sur la carte générale (figure 5.9), l'anomalie à Landau apparait clairement. La vitesse moyenne est maximale au sud de Landau. Dans les zones éloignées de Landau, la vitesse moyenne est du même ordre que celle trouvée dans le traitement de la zone française au sud, entre -4 et +4 mm/an (figure 4.25 ou 4.27). Et les résultats sur Wissembourg sont similaires. Par rapport aux résultats sur la partie française, il y a moins d'homogénéité spatiale. La zone environnant Landau, sur un rayon d'environ 12 km apparait en subsidence. Les résultats sont aussi en adéquation avec un traitement que j'ai effectué sur une zone plus réduite et sur une fenêtre temporelle différente (figure 5.12). Mais où les sauts de phase sont plus importants d'où une échelle de vitesse encore plus réduite. J'ai représenté sur la carte de vitesse moyenne de la période comprise entre janvier 2013 et janvier 2015 (figure 5.13) la synthèse des diverses observa-

tions précédentes. Trois types de déplacements se distinguent. I) La première zone concerne la déformation de forme plus ou moins circulaire autour de la centrale où la vitesse moyenne est supérieure à 10 mm/an. II) La deuxième zone délimite les déplacements observés au nord de Landau. Ces déplacements existaient avant la surrection centrée sur la centrale de géothermie. La figure 2 de l'article (section 5.3) montre une surrection supérieure à 1,5 cm entre le 2 avril 2012 et le 22 avril 2013 au nord-est du village de Nußdorf, la surrection s'est poursuivie de manière continue jusqu'à la fin de la série temporelle, en avril 2014 (figure 3A, section 5.3). Cette zone apparait sur les interférogrammes (exemples : figure 5.14). Elle est localisée sur les champs pétroliers. III) La troisième zone concerne le centre de la ville de Landau, elle se situe entre les deux premières zones et a une orientation quasi-nord-sud. Elle est parfaitement délimitée à l'est.

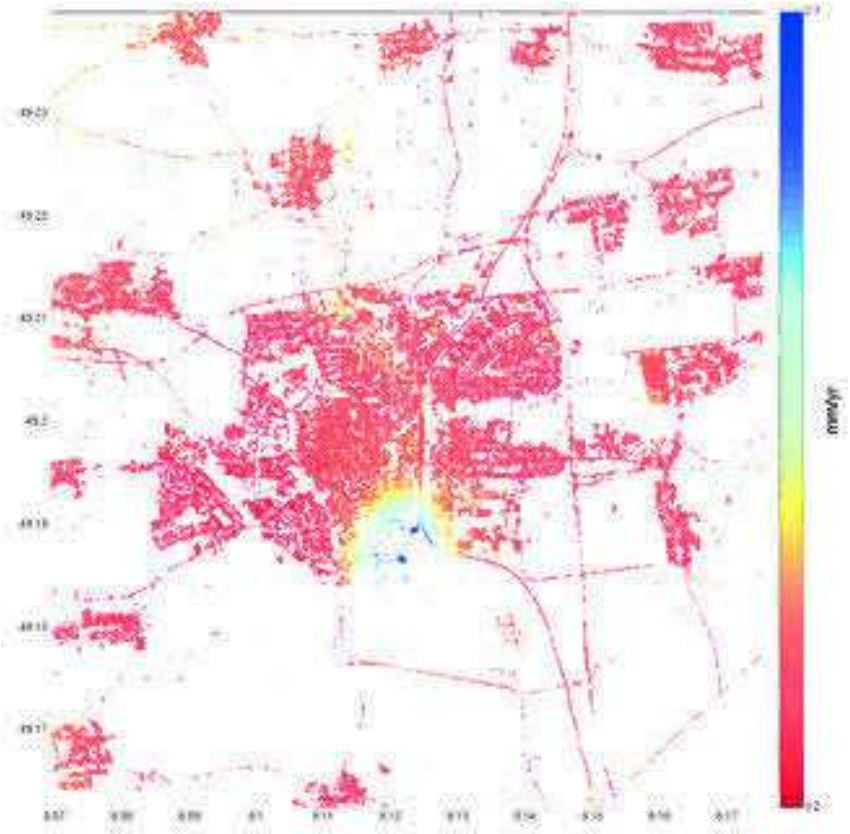


FIGURE 5.11 – Écart-type (mm/an) pour le calcul de vitesse du traitement 2. Zoom sur la zone d'étude. L'échelle de couleur est comprise entre 0,2 et 2,7 mm/an.

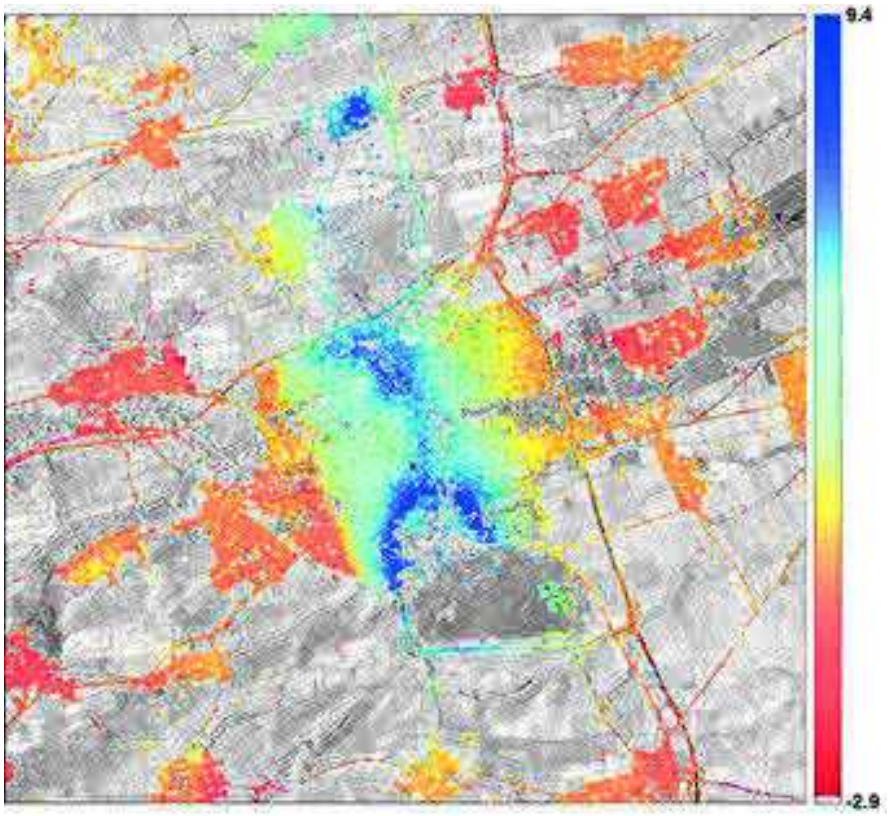


FIGURE 5.12 – Carte de vitesse pour un traitement entre le 5 mai 2012 et le 13 octobre 2014. Les sauts de phase persistent dans la zone proximale de la centrale (à partir de la zone en bleu clair). La vitesse moyenne est comprise entre -2,9 mm/an et 9,4 mm/an en LOS avec les sauts de phase non corrigés.

Les représentations spatio-temporelles des résultats

Les cartes de déplacements

La figure 5.15 présente les déplacements avant et après l'arrêt de la centrale de géothermie. A ces périodes correspondent respectivement une surrection (figure *a*, à gauche) et une subsidence (figure *b*, à droite). La surrection et la subsidence sont localisées dans la zone I. Mais l'extension latérale est moindre pour la subsidence au regard de l'amplitude du déplacement. Le nord de Landau (zone II) est également affecté par une surrection (figure a) puis une subsidence (figure b).

Les déplacements le long de profils

Le déroulement spatio-temporel est présenté le long de trois profils (localisés sur la figure 5.15b). Ces profils font environ 3 km. Les courbes des profils sont obtenues en moyennant les PSI du tracé sur un rayon de 50 m. Chaque courbe

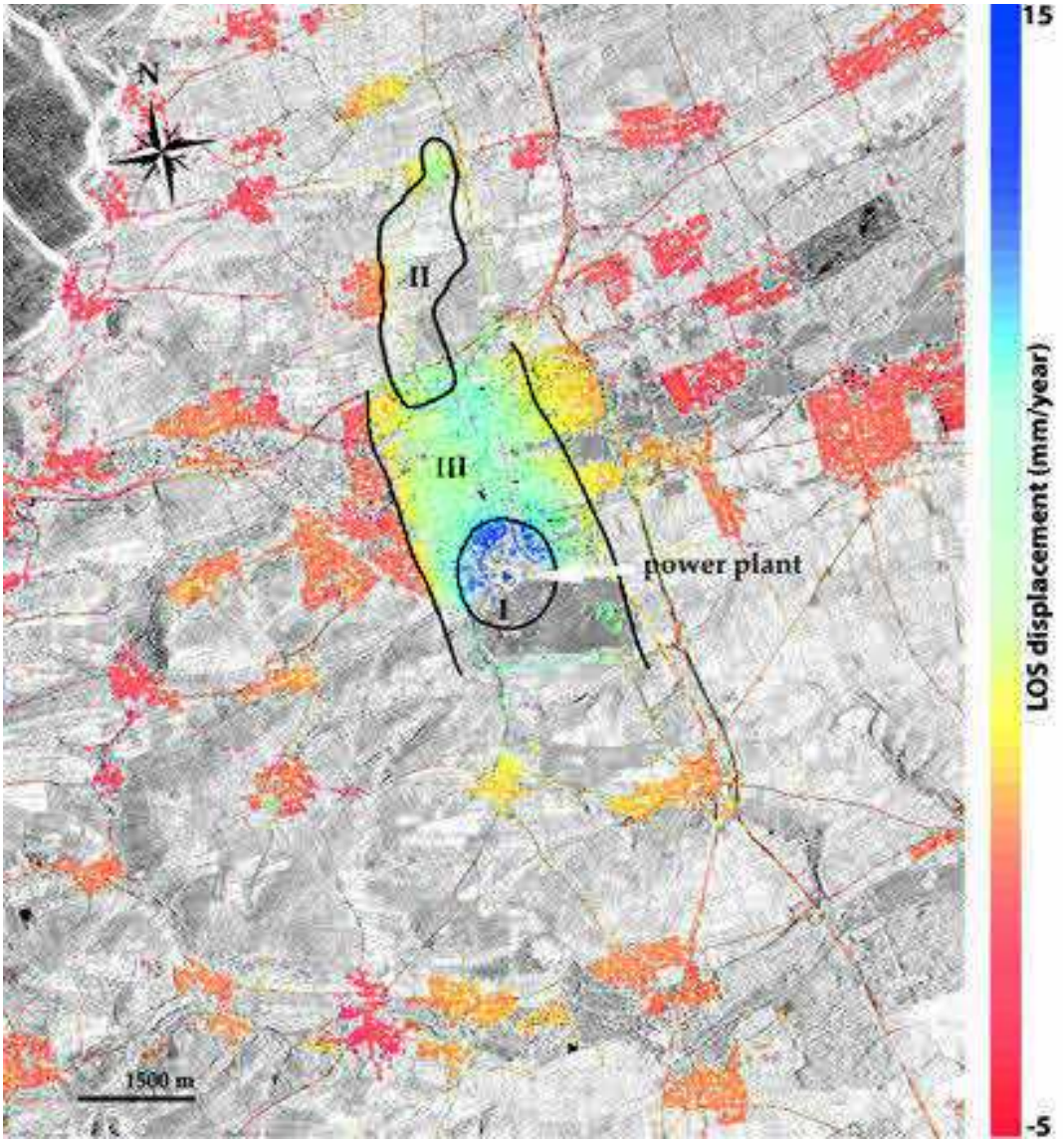
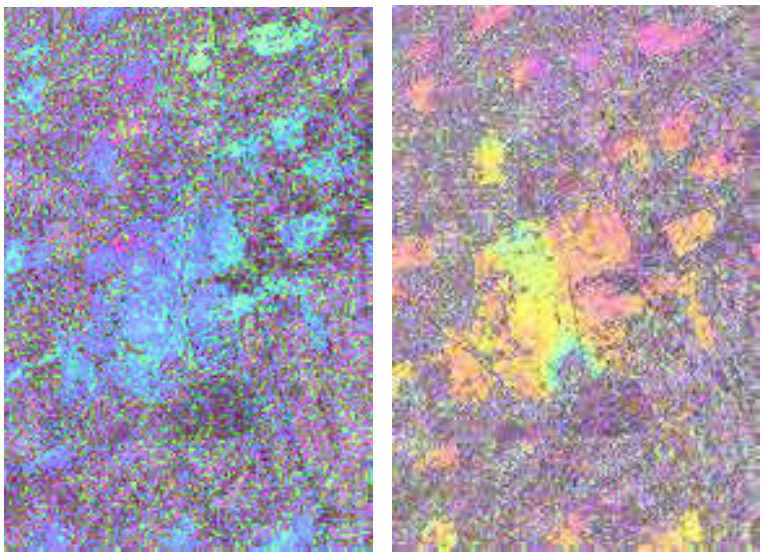


FIGURE 5.13 – Carte de la vitesse moyenne (mm/an) entre janvier 2013 et janvier 2015 (vue rapprochée de la figure 5.9). Les courbes délimitent les zones identifiées dans le texte. La centrale de géothermie se trouve à l'intérieur du cercle blanc.

correspond au déplacement à une date donnée, les courbes pleines correspondent à la période de production de la centrale (du 3 mai 2013 au 18 mars 2014), les courbes en pointillées correspondent à la période qui suit l'arrêt de la centrale (du 29 mars 2014 au 29 décembre 2014).

Les trois profils montrent que l'amplitude des déplacements est maximale à proximité de la centrale. L'écart provient essentiellement de la période entre juillet 2013 et le 23 septembre 2013 (courbes rouge et jaune). Avant cette période, le sud



(a) Interférogramme entre le 19 novembre 2012 et le 5 juin 2013. La zone au nord est en surrection

(b) Interférogramme entre le 3 juin 2014 et le 26 novembre 2014. La zone au nord de Landau est en subsidence

FIGURE 5.14 – Exemples d'interférogrammes où apparait le déplacement au nord de Landau.

de Landau (la zone proche de la centrale) était en subsidence et le nord en surrection (dans la mesure où l'on considère que le signal du LOS est essentiellement en composante verticale). L'amplitude du déplacement entre juillet et septembre est décroissante avec l'éloignement par rapport à la centrale. La zone affectée par ce déplacement s'étend jusqu'à 2 km de la centrale sur le profil A et 1,5 km sur le profil B. Entre le 23 septembre 2013 et le 26 octobre 2013, le déplacement continue avec la même extension spatiale. Après le 26 octobre 2013, l'amplitude maximale du déplacement n'est plus localisée au sud mais au nord. Pendant la même période, le déplacement continue dans les environs de la centrale avec un extension spatiale plus réduite (de l'ordre de 1 km). Jusqu'à environ 1 km de la centrale, l'amplitude maximale est atteinte en mars 2014, elle est de 3,4 cm, 3,0 cm et 2,6 cm pour respectivement, les profils A, B et C. Quand on considère la période entre octobre 2013 et janvier 2014, le déplacement cumulé est relativement homogène sur toute la longueur des profils A et B. Il est de l'ordre de 0,5 cm sur le profil A et légèrement inférieur sur les profils B et C. Entre janvier et mars 2014, l'amplitude du déplacement est maximale à proximité de la centrale (profils A, B et C) et aux environs du kilomètre 2,2 du profil A. Après l'arrêt de la centrale (courbes en pointillé), la subsidence affecte d'abord les zones les plus proches de la centrales, jusqu'à environ 700 m. A la fin des mesures, l'amplitude de l'ensemble de la subsidence est de 1 cm à 500 m de la centrale sur les profils A

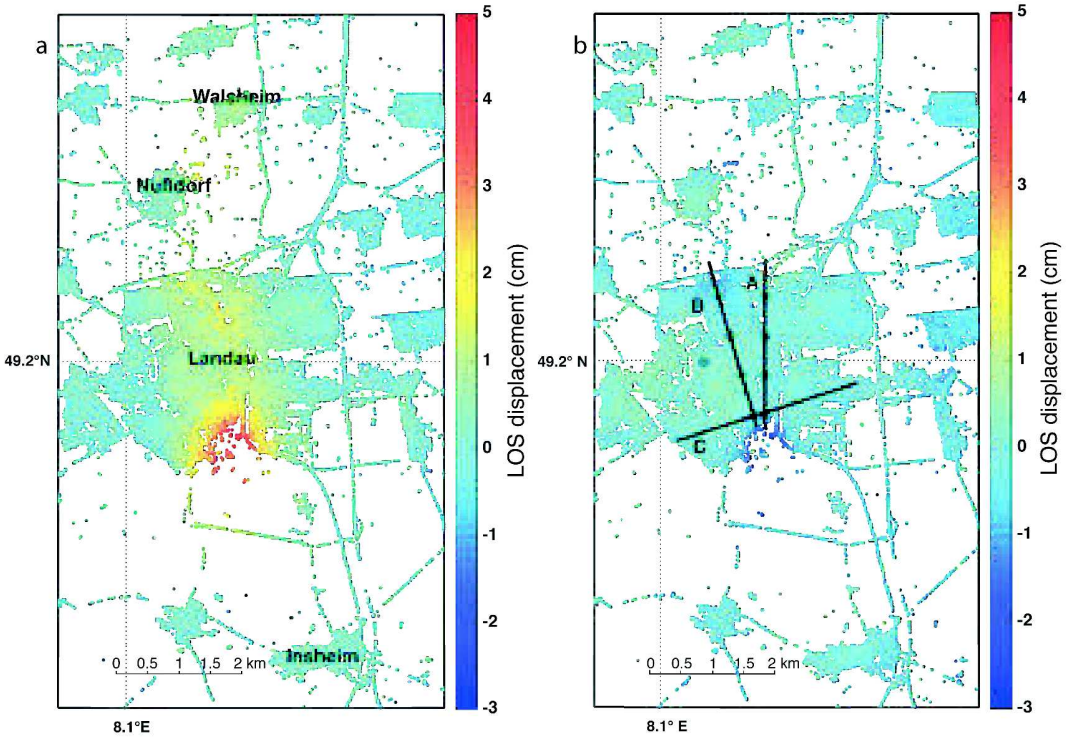


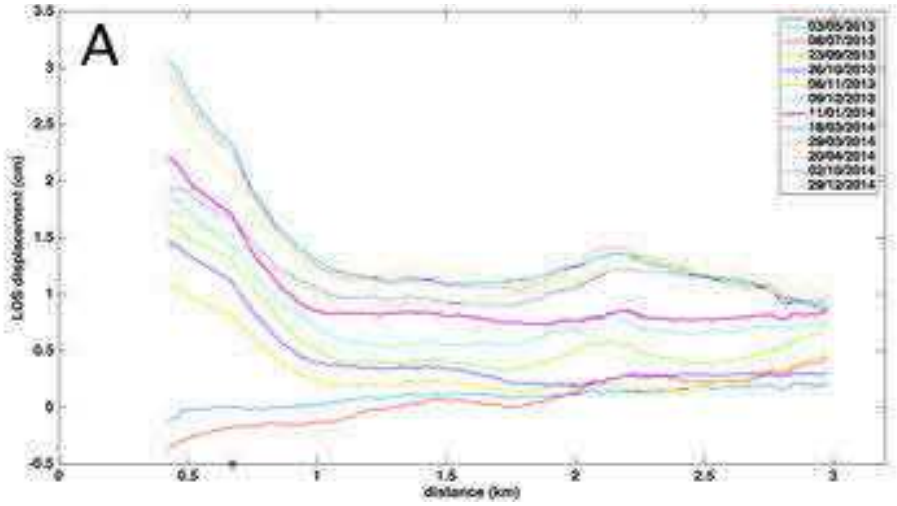
FIGURE 5.15 – Déplacements (cm) en LOS pour les deux principales phases de déplacements, avant et après l'arrêt de la centrale de géothermie. a) Déplacement avant l'arrêt de la centrale, entre le 4 mai 2013 et le 18 mars 2014. b) déplacement après l'arrêt de la centrale, entre le 18 mars 2014 et le 9 janvier 2015. Les lignes noires représentent les profiles présentés figure 5.16 et 5.17. Les astérisques situent les points des séries temporelles et le cercle, la station permanente GNSS.

et B. Dans les zones plus éloignées de la centrale, un déplacement en surrection se poursuit : l'amplitude maximale de déplacement est atteinte le 20 avril 2014 au nord du profil B et entre les kilomètres 1,2 et 2,2.

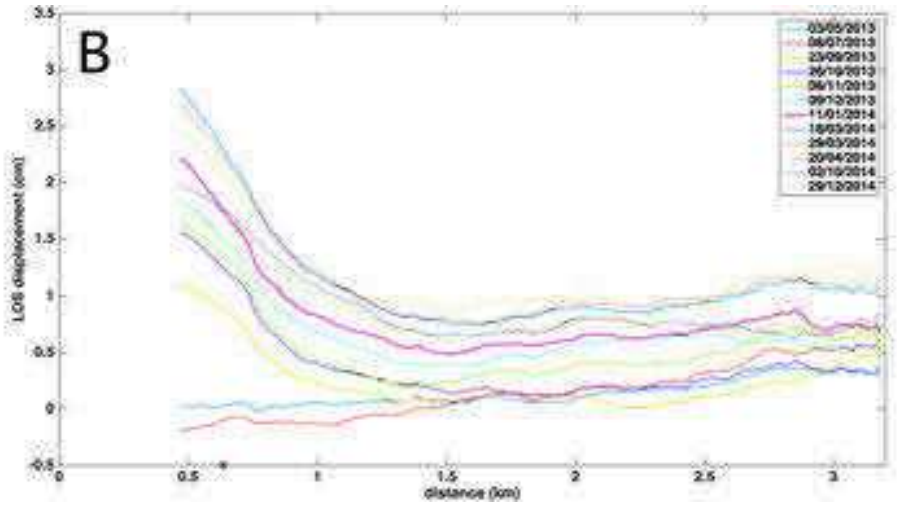
Les séries temporelles le long des profils A et B

Les figures 5.18(a) et 5.18(b) présentent les séries temporelles de 4 points des profiles A et B (leur position est présentée figure 5.15. Sur les deux figures, l'amplitude du déplacement est maximale pour le point le plus proche de la centrale (en bleu). En ces points, le changement de polarité du déplacement très net après l'arrêt de la centrale. On observe aussi que le taux de déplacement de la phase en surrection est supérieur à celui de la phase en subsidence.

Les déplacements des trois autres points du profil A (figure 5.18(a)) se superposent pour la phase de surrection. Le déplacement à la date d'arrêt de la centrale est identique pour les trois points. La surrection se poursuit encore après la date d'arrêt de la centrale pour le point le plus éloigné alors qu'il y a une



(a) Déplacements selon l'axe sud-nord (cm)



(b) Déplacements selon l'axe quasi-sud-nord (cm)

FIGURE 5.16 – Déplacements en LOS (cm) le long d'un tracé partant de la centrale de géothermie selon les dates choisies en encart. Les étoiles noires situent le point de jonction entre chaque tracé et le tracé C. Les tracés sont situés sur la figure 5.15

période de stabilisation pour les points intermédiaires. La subsidence est ensuite différentielle sur ces points, elle augmente avec le raccourcissement de la distance par rapport à la centrale. Pour le profil B (figure 5.18(b)), l'amplitude de déplacement des points varie sensiblement pendant la phase de surrection, l'amplitude est plus grande pour le point le plus éloigné de la centrale (à 2648 m) et plus faible pour le point le moins éloigné (à 1324 m). Cette phase se poursuit après l'arrêt de la centrale. Les disparités spatiales se réduisent après juin 2014, dans la phase de subsidence.

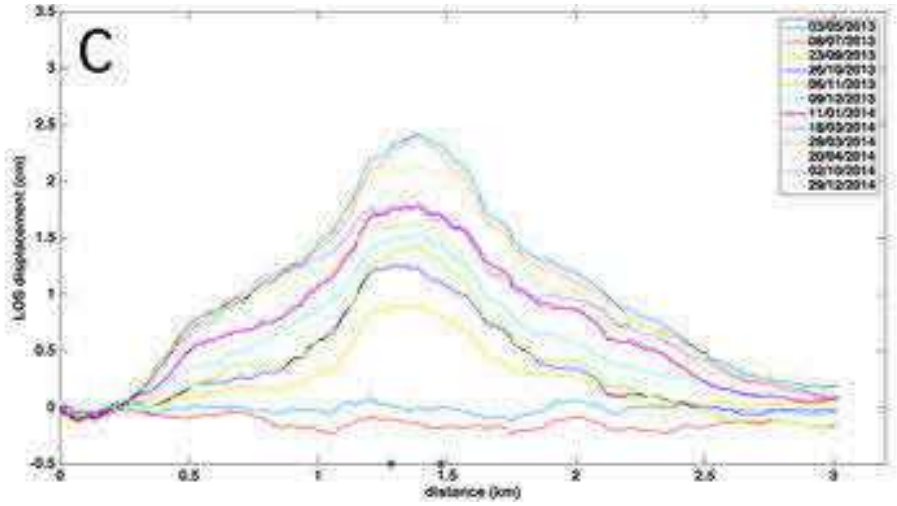
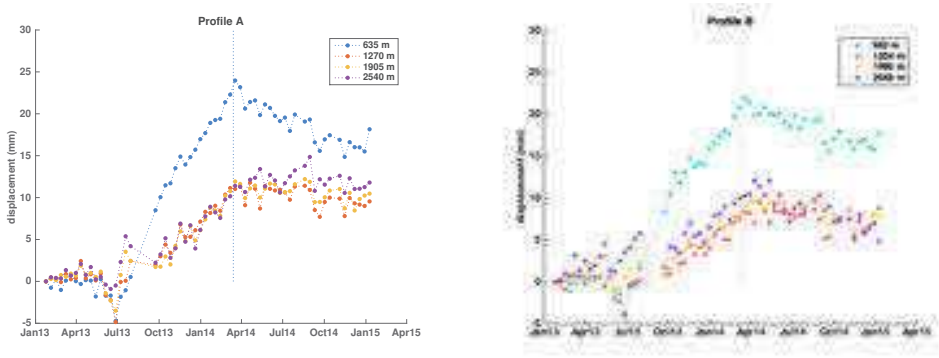


FIGURE 5.17 – Déplacements en LOS (cm) le long du tracé ouest-est (km). Les étoiles noires situent le point de jonction avec les profils A et B. La distance la plus courte à la centrale se situe entre ces deux points (à la position 1,29 km sur l'axe), elle est de 632 m. Le tracés est situé sur la figure 5.15

Les interférogrammes

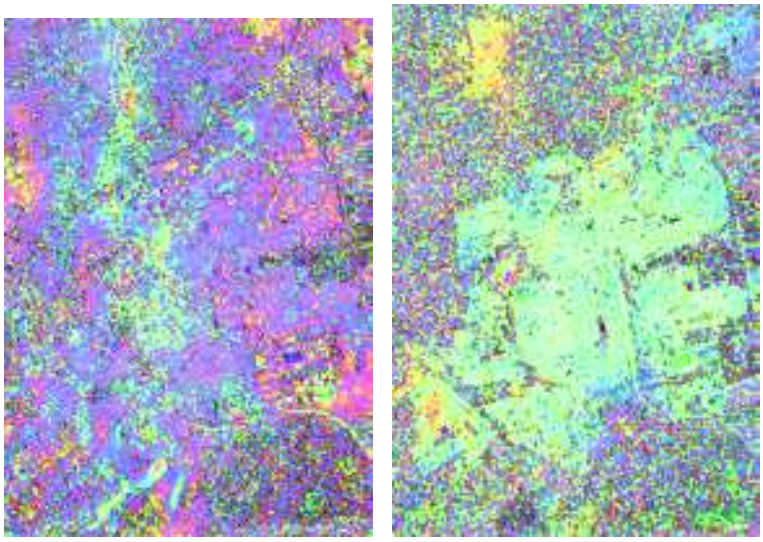
Le déplacement qui affecte la ville de Landau sur son axe quasi-nord-sud se retrouve dans les interférogrammes. La comparaison des interférogrammes figure 5.20 montre l'évlution du déplacement sur Landau. Si l'on considère que les zones situées à gauche de chaque images et qui ont une coloration mauves-orangées représentent une partie stable, on observe que la déformation augmente au niveau de l'axe quasi-nord-sud de Landau. De plus, la partie nord de Landau se trouve affectée par une déformation le 18 mars 2014 alors qu'elle ne l'était pas sur l'image (a).



(a) Points du profil A

(b) Points du profil B

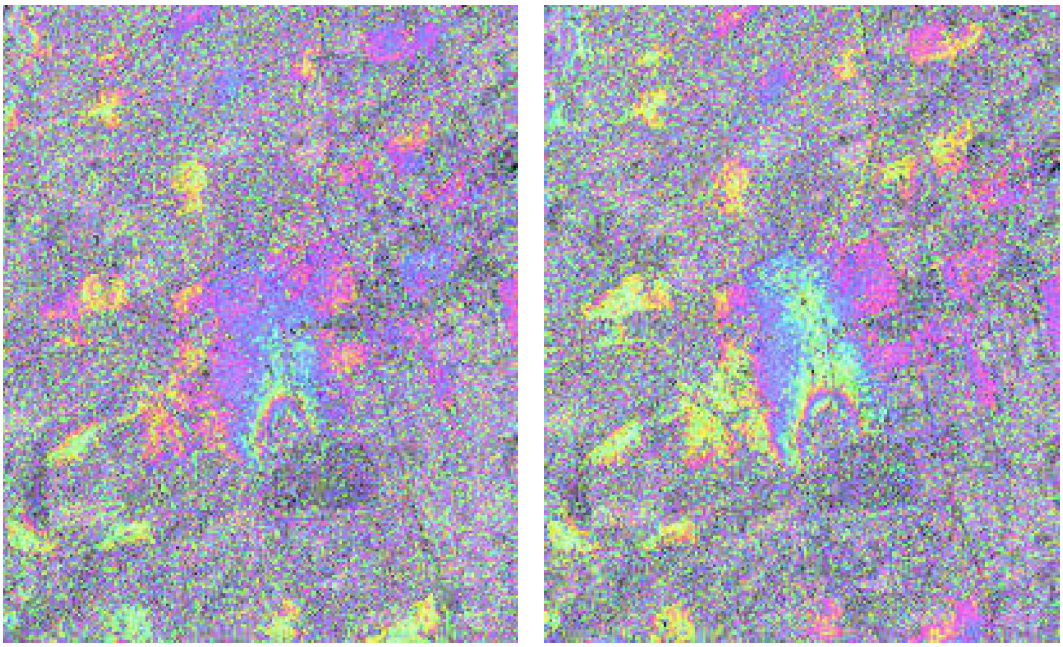
FIGURE 5.18 – Séries temporelles PSI des points des profils A et B, déplacement en LOS (mm)



(a) Interférogramme entre le 9 avril 2014 et le 1er mai 2014. La zone au nord est en subsidence

(b) Interférogramme entre le 3 juin 2014 et le 28 juillet 2014. La zone au nord de Landau est en subsidence

FIGURE 5.19 – Exemples d'interférogrammes avec de petites lignes de base où apparaissent les anomalies au nord et au sud. L'anomalie au sud, au niveau de la centrale a une forme allongée.



(a) Interferogramme entre le 5 juin 2013 et le 20 décembre 2013

(b) Interferogramme entre le 5 juin 2013 et le 18 mars 2014

FIGURE 5.20 – Interférogrammes selon l'acquisition SAR en track descendante (inversion horizontale).

5.5 Les mesures de nivellement

Les variations relatives des déplacements verticaux

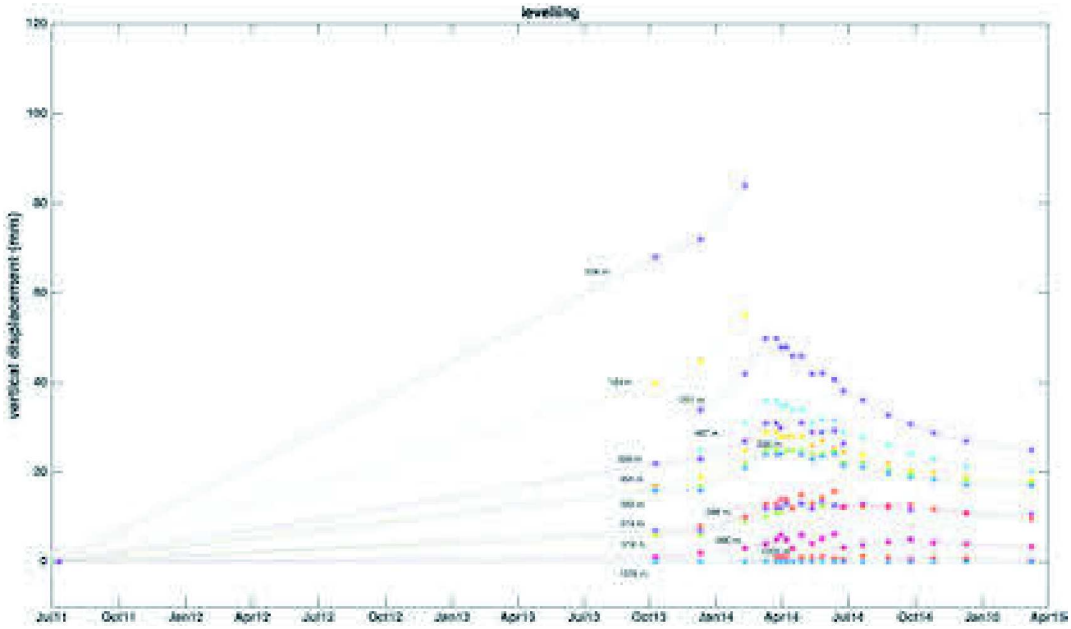
Certains sites de nivellement ont été mesurés en 2011. La figure 5.21a superpose les résultats des mesures relativement à la mesure de 2011. On observe une corrélation entre la distance au puits de géothermie et l'amplitude de déplacement des séries temporelles (quelques mesures de distances sont reportées sur les séries temporelles). L'amplitude maximale de déplacement est observée sur le site le plus proche, à 104 m de distance du puits de la centrale (couleur mauve). Alors qu'il n'y a pas de déplacement relatif pour certains sites éloignés (site à 1578 m, en couleur bleue). Le site à la distance 467 m (en bleu) se trouve également sur la série temporelle relative à la mesure de 2015 (en bleu, figure 5.21b). Les variations de déplacements sont plus fortes relativement à 2011 (36 mm) que relativement à la fin de la série temporelle, en mars 2015 (15 mm). La valeur trouvée en comparant les résultats de nivellement aux résultats PSI se situe entre ces deux valeurs (30 mm).

La corrélation entre la distance à la centrale et l'amplitude de déplacement s'observe également relativement à la dernière date de mesure en mars 2015. La série temporelle du site 12, en vert atteint 11,9 cm de déplacement relatif. Le site est situé à l'entrée du site de géothermie, à 50 m du puits de ré-injection. Le taux de subsidence de ce site est très élevé juste après l'arrêt de la centrale mi-mars 2014. Ce qui n'est pas le cas des sites situés plus loin. La surrection continue à certains endroits, en particulier au site 10 (courbe jaune) où la tendance de surrection reste identique. La figure montre que le taux de subsidence décroit avec le temps jusqu'à la dernière mesure. Le niveau initial n'est pas atteint à la dernière mesure, exception faite des sites situés dans la partie plus stable, à l'ouest (sites 1, 8 & 2, figure 5.21b).

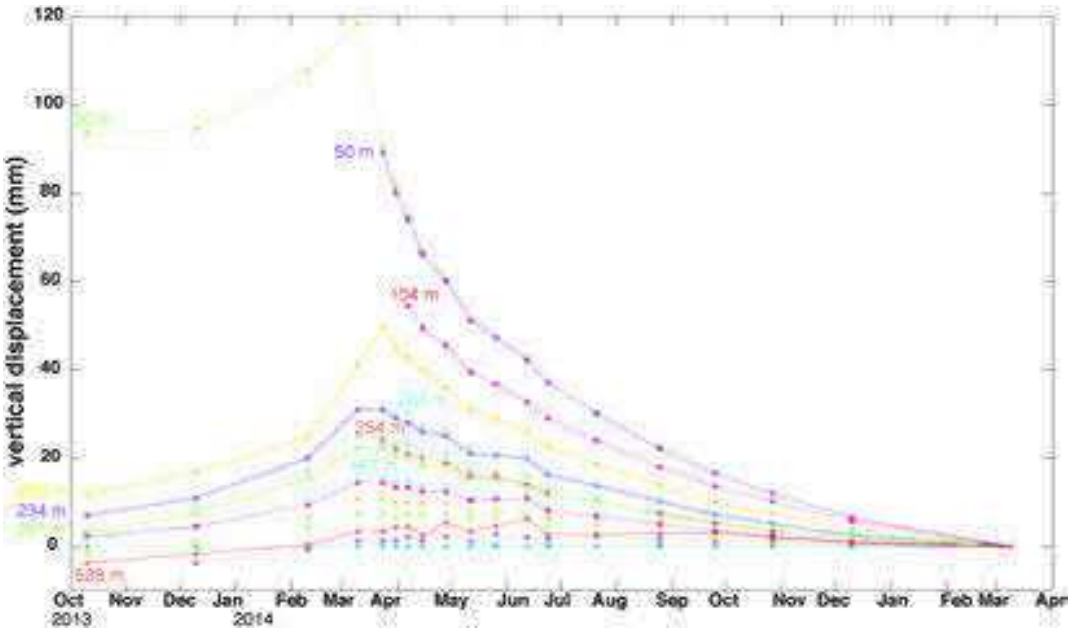
Il est à noter que les déplacements des deux sites localisés à 50 m du puits se superposent sur la série temporelle figure 5.21b. Ces sites sont situés de part et d'autre du puits selon une direction opposée (sites 12 en vert et 19 en rouge). Ces sites ont un comportement symétrique dans la phase de subsidence. Ce qui est un argument qui contribue à situer la source de déplacement au niveau des puits géothermaux.

La comparaison des mesures PSI aux mesures de nivellement

Les figures 5.22 et 5.23 montrent la comparaison entre les résultats PSI (en noir et vert) et les mesures de nivellement sur 26 sites de nivellement (position des sites, figure 5.5). Les résultats montrent une bonne adéquation entre la mesure PSI et les résultats de nivellement. Les écarts les plus importants s'observent dans la phase de subsidence, pour les sites 10 et 21. Ces sites sont proches de la centrale, nous verrons figure 5.28 que les déplacements horizontaux sont importants dans



(a) Déplacements verticaux relativement à la mesure de 2011



(b) Déplacements verticaux relativement à la mesure de mars 2015

FIGURE 5.21 – Superposition des séries temporelles des mesures de nivellement. La distance au puits de ré-injection de la centrale de géothermie est reportée sur certaines séries temporelles.

cette zone. Pour le site 10, lors de la subsidence, le sol s'éloigne du satellite mais le point se rapproche horizontalement du satellite, l'amplitude en LOS est ainsi plus faible que celle du déplacement vertical. La part horizontale du déplacement peut ainsi expliquer les écarts entre les mesures. Nous observons des sauts de phase dans les zones proches de la centrale où le déplacement est supérieur à 4 cm. Les mesures de nivellement permettent de corriger une partie de ces sauts de phase. Les corrections ajustent bien les mesures dans la phase de subsidence (sites 20, 21, 12, 19). Les corrections pour la phase de surrection sont moins évidentes car moins bien contrainte par les mesures de nivellement. Ainsi, le déplacement proposé en 12 (points verts) est une interprétation qui permet d'ajuster les deux mesures. Le déplacement maximal obtenu avec cette correction est de 12 cm.

Les différentes séries temporelles sont présentées suivant l'amplitude du déplacement. Il y a une corrélation plus ou moins importante entre l'amplitude et la distance à la centrale. À distance, le déplacement est nul ou en surrection plus ou moins continue à partir de juin 2014. Mais quand on se rapproche de la centrale, la pente des série temporelle n'est plus constante. L'amplitude du déplacement est plus faible entre octobre et novembre que précédemment, puis elle augmente rapidement en février 2014. Le taux de déplacement est particulièrement élevé pour les sites 10, 12 et 19 entre février et avril 2014. Le site 10 est situé à l'azimut 325° et à 204 m de la centrale, les sites 12 et 19 sont à 50 m du puits de ré-injection de la centrale.

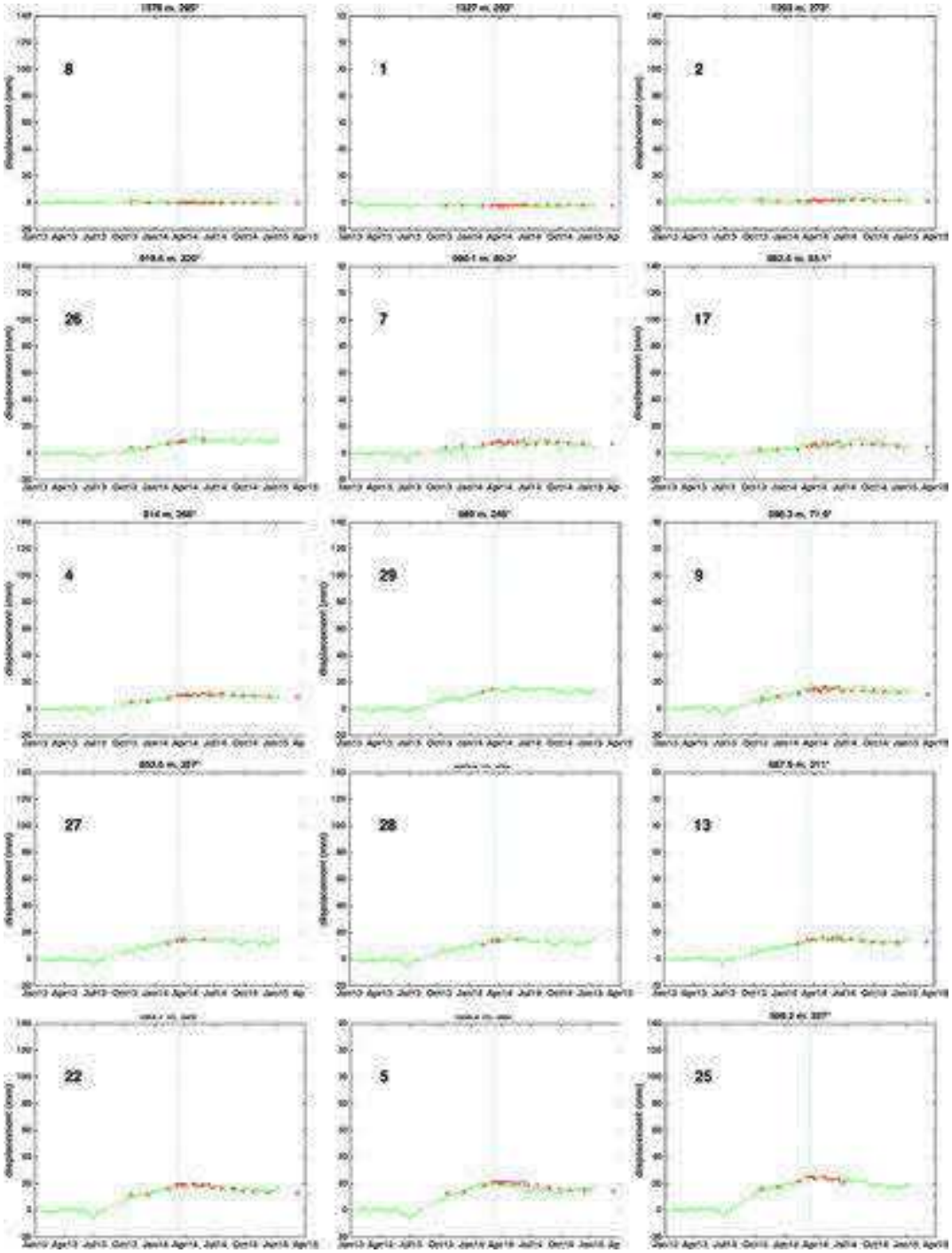


FIGURE 5.22 – Série temporelle des déplacements en LOS (en mm) pour les résultats PSI (points verts) et les résultats de nivellement (points rouges).

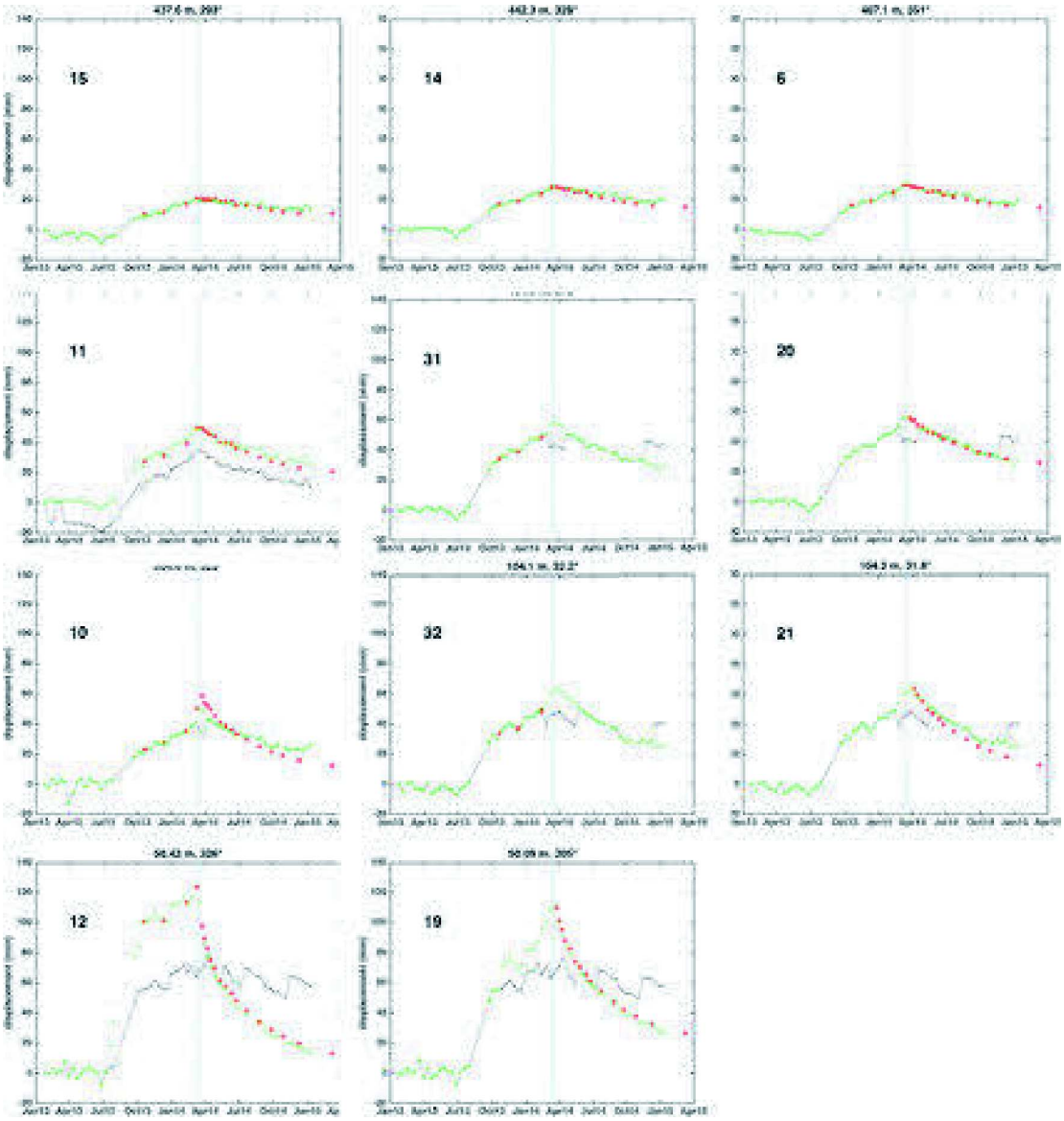


FIGURE 5.23 – Série temporelle des déplacements en LOS (en mm) pour les résultats PSI (points noirs et verts) et les résultats de nivellement (points rouges). Points noirs, mesures PSI sans correction ; points verts, interprétation finale du déplacement. Les corrections pour les positions 10, 32, 21, 12 et 19 sont des propositions de correction, notamment pour les sites 12 et 19 qui proposent deux interprétations différentes. La ligne verticale bleue indique la date d'arrêt de la centrale.

5.6 Les résultats des mesures GNSS

La station permanente GNSS

Une station GNSS permanente est installée à Landau au nord-ouest de la ville. Sa localisation est indiquée sur la figure 5.24. Elle a fonctionné jusqu'en juillet 2014 où elle a été remplacée par une station plus à l'est. La station GNSS montre

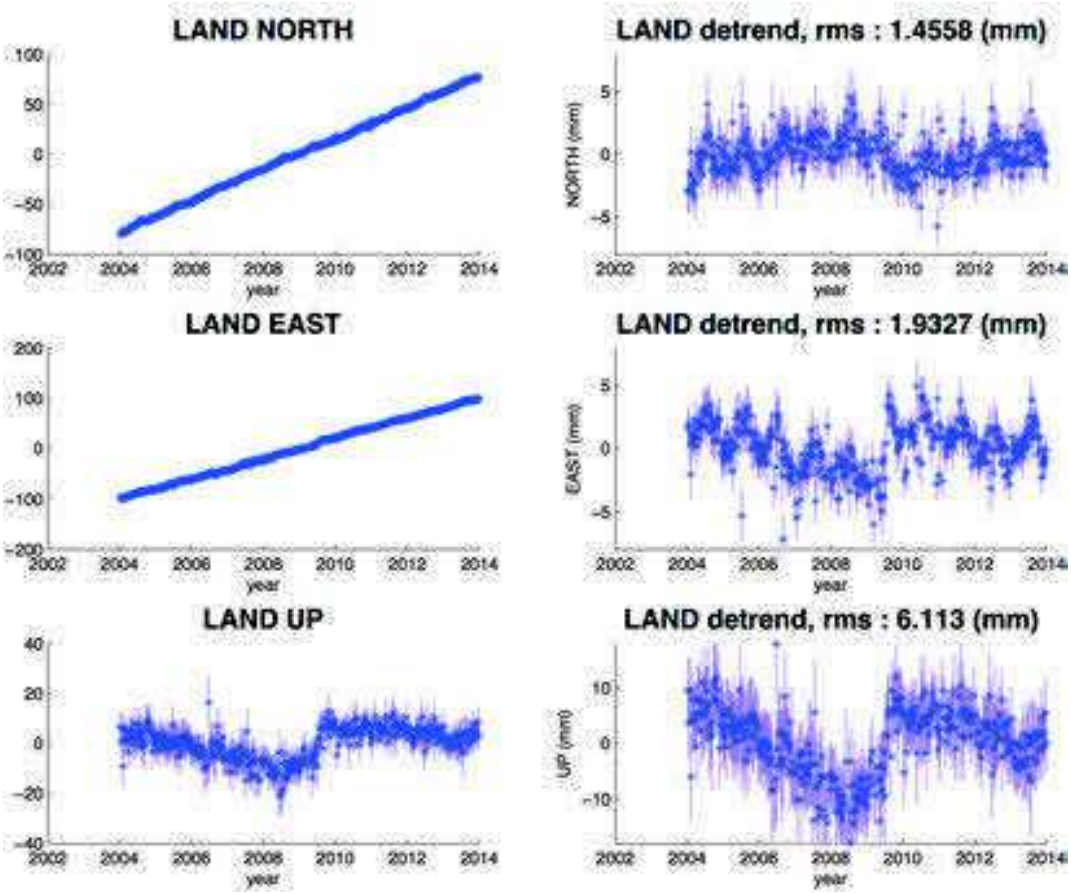
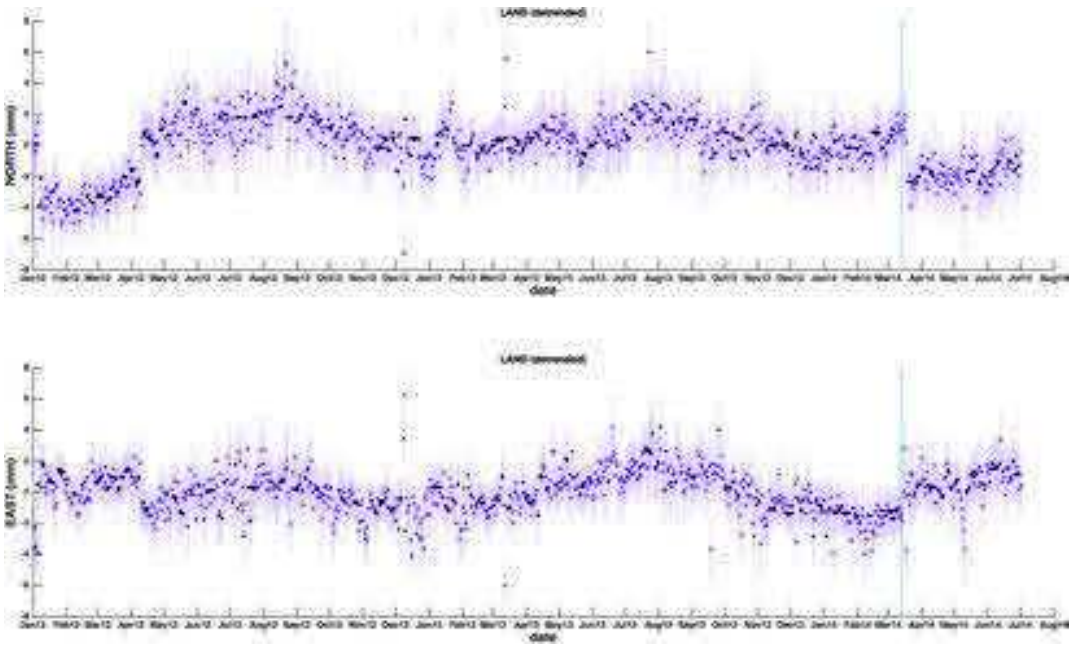


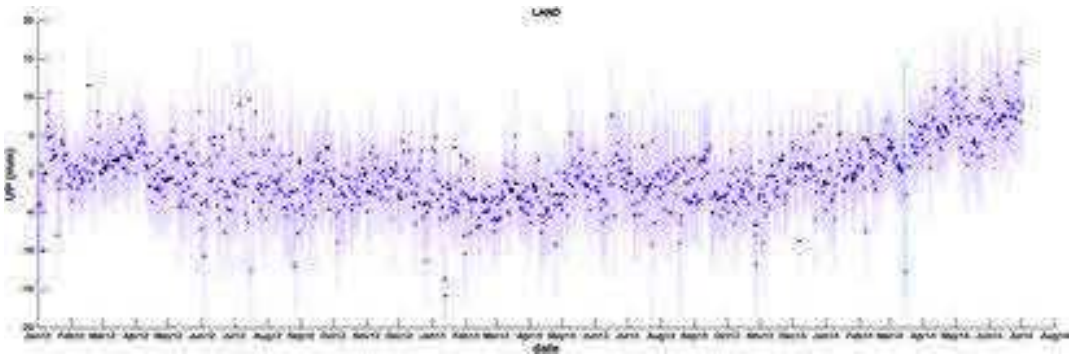
FIGURE 5.24 – Série temporelle de la station permanente LAND de 2004 à 2013 pour les trois composantes (voir figure 5.5 pour la localisation de la station). À gauche, les trois composantes (nord, est, verticale) sans correction de la tendance ; à droite, avec correction de la pente

une subsidence jusqu'en 2008-2009. La tendance générale des composantes horizontales est également continue durant cette période, avec une variation annuelle saisonnière. Cette variation est maximale en été entre juin et septembre, son amplitude est de 2-3 mm (figure 5.25). Pendant ces périodes estivales, les solutions journalières sont plus dispersées. Courant 2008, la composante verticale est en légère surrection jusqu'au saut mi-juillet 2009. Ce saut est lié au changement de

matériel de la station (antenne et récepteur), les trois composantes sont affectées par un saut. Après ce saut, la composante verticale est ne suit plus la même tendance, elle semble stabilisée jusqu'en 2012. Début 2012, le site subside légèrement jusqu'en 2013. En 2013 et notamment à partir de mi-octobre 2013, il y a une surrection centimétrique jusqu'en 2014. Le détail sur la période de 2012 à la fin de l'acquisition en 2014 (figure 5.25) permet de mieux rendre compte de la surrection. La figure 5.26 superpose les séries temporelles horizontales avec et



(a) Déplacement horizontal (mm) corrigé de la tendance tectonique. En haut, déplacement de la composante Nord ; en bas, déplacement de la composante Est.



(b) Déplacement vertical (mm).

FIGURE 5.25 – Séries temporelles de la station GNSS LAND de 2012 à 2014 (voir figure 5.5 pour la localisation de la station). Points noirs, solution journalière ; barres roses, écart-type ; trait vertical bleu, date d'arrêt de la centrale.

sans correction de la tendance. La superposition montre que le signal saisonnier suit la même phase. Les courbes corrigées de la tendance (courbes rose et rouge) se superposent entre avril 2012 et mi-mars 2014. Les sauts en janvier, avril 2012 et mars 2014 se voient distinctement dans cette représentation. Il existe également des variations de plus faibles amplitude que je détaillerai plus loin (section 5.9).

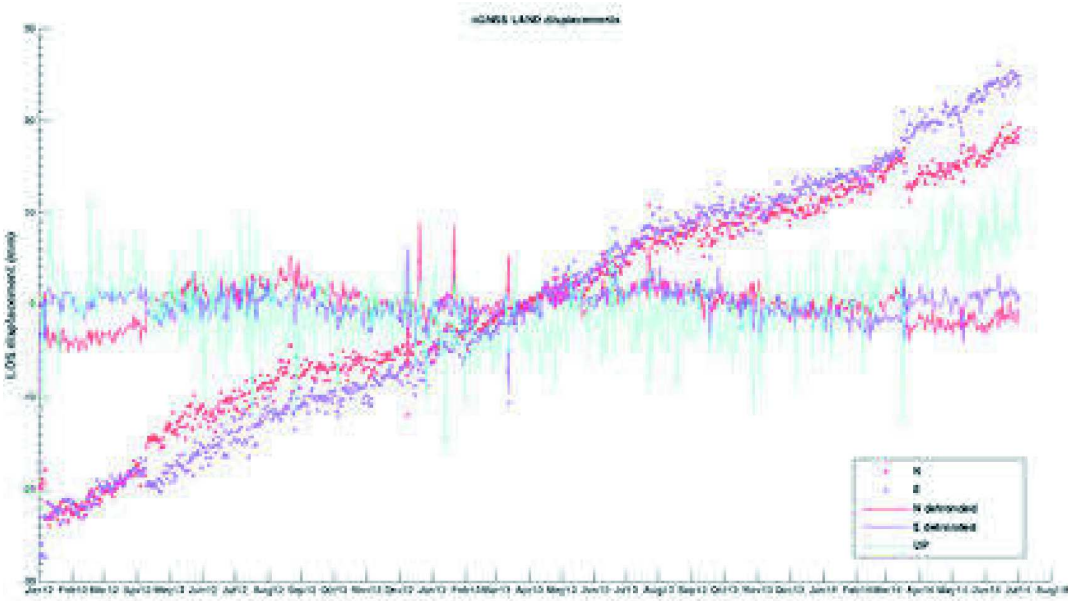


FIGURE 5.26 – Superposition des séries temporelles de la station GNSS permanente. Rouge, composante nord ; rose, composante est ; bleu, composante verticale. Points rose et rouge, séries temporelles des composantes horizontales non corrigées de la tendance ; Trait continu rouge et rose, avec correction de la tendance.

La comparaison des mesures PSI au déplacement mesuré par la station GNSS permanente

Une station de GNSS permanente du réseau SAPOS était installée dans la ville de Landau, au nord-ouest jusqu'en mi-2014. J'ai converti le déplacement 3D de la station permanente GNSS pour le comparer aux résultats PSI.

Les variations des trois composantes de la station de mesure continue de LAND sont présentées dans la figure 5.26. La série temporelle est affectée par trois principaux sauts :

— un saut en janvier 2012,

— un saut en avril 2012,

— un saut en mars 2014.

Le dernier saut (mars 2014) correspond à la date d'arrêt de la centrale de géothermie, représentée par la ligne discontinue verticale bleue sur la figure.

Les trois composantes de la station sont utilisées pour calculer la variation en direction LOS selon la projection par rapport à l'angle de visé θ et selon l'azimut du satellite α.

$$LOS = V \cos\theta + H \sin\theta \tag{5.1}$$

avec V, le déplacement vertical et H, le déplacement horizontal tel que

$$H = H_{nord} \sin\alpha - H_{est} \cos\alpha \tag{5.2}$$

Dans notre cas, l'angle de visé du satellite est de 21 $^\circ$, par conséquent, la variation en direction LOS dépend principalement de la composante verticale ($\cos\theta > \sin\theta$). La figure 2 montre l'écart entre la variation en LOS calculées à partir des trois composantes sans correction des tendances horizontales (en pointillé) et la variation en LOS calculée avec les corrections des tendances horizontales (tectoniques). Les variations calculées en LOS avec correction des tendances horizontales sont proches des variations verticales de la station. Nous observons que les variations mesurées par méthode PSI (figure 5.27) sont proches de celles obtenues à partir des données GNSS. Les écarts entre les résultats PSI et GNSS sont plus importants pour la période estivale, notamment entre juin et août 2013. Nous retrouvons une tendance vers la surrection entre octobre 2013 et mai 2014 sur l'ensemble des résultats.

Les mesures horizontales de suivi

Horizontal results from GNSS surveys The GNSS surveys results give information about the horizontal displacement in the near field of the geothermal power plant.

The vectors of displacement are oriented from the power plant during the uplift (figure 5.28a) and towards the power plant during the subsidence (figure 5.28b). During the uplift phase, the maximum measured horizontal displacement is 10.5 cm between the 5 August 2013 and the 14 March 2014 (figure 5.28a). For the subsidence period, the maximum horizontal displacement is reached between the last date of measurement (March 2015) and the 14 March 2014 for the main sites (figure 5.28b). The maximum displacement during this subsidence period reaches 6.4 cm at less than 100 m on the east side of the power plant. Then, the total amplitude measured duriong the subsidence period does not recover the amplitude of displacement measured during the uplift period.

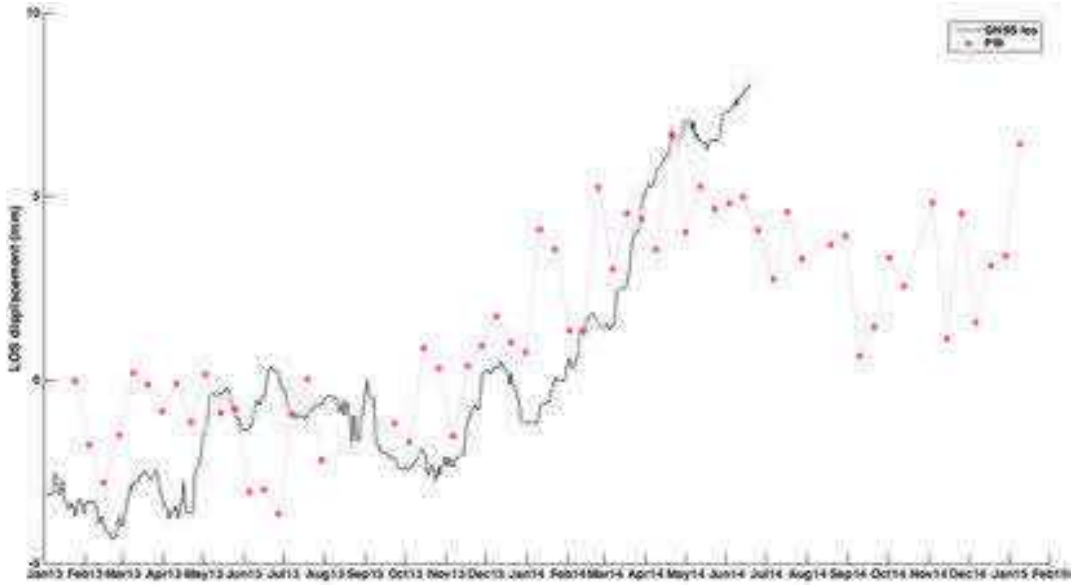
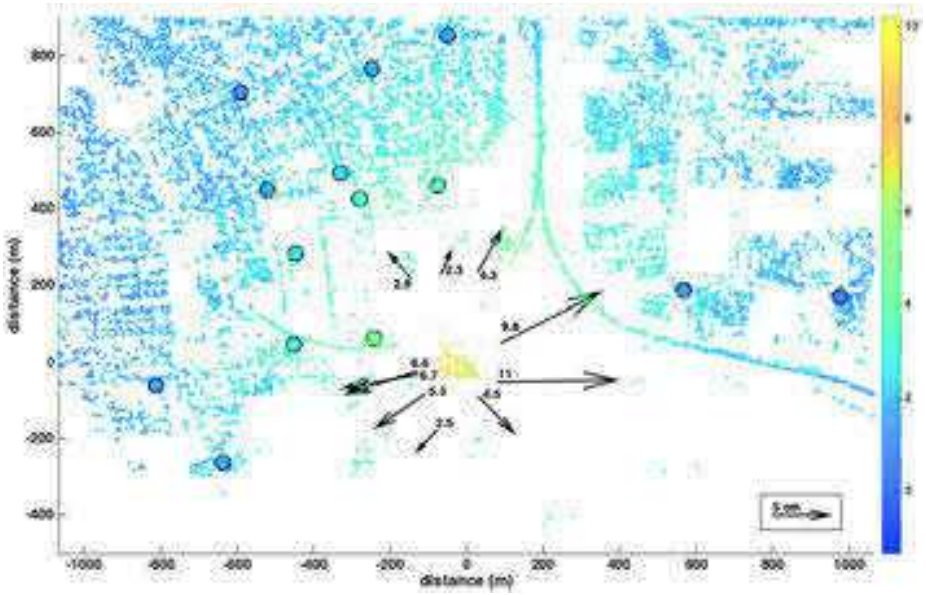
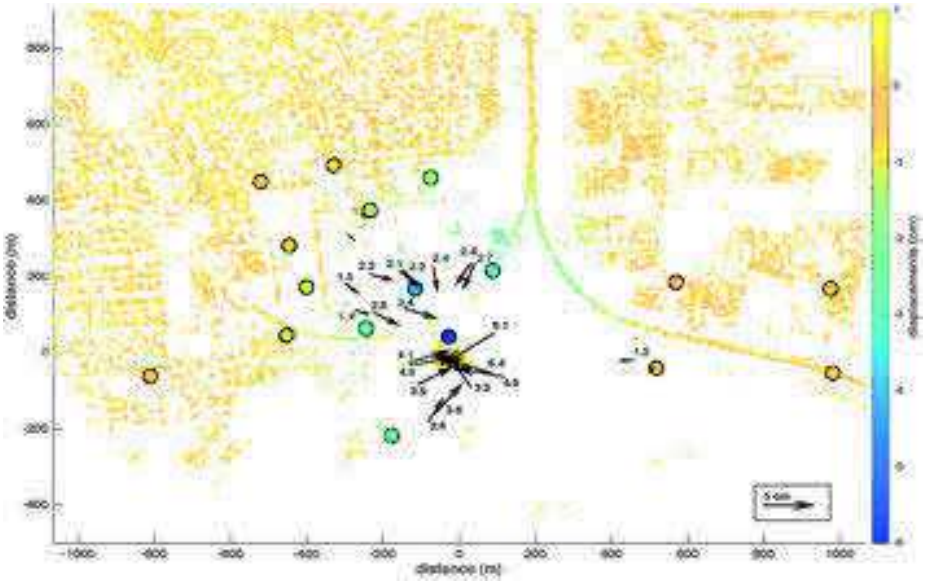


FIGURE 5.27 – Série temporelle des déplacements en LOS (en mm) pour les résultats PSI (points rouges) et les résultats GNSS (courbe noire). Les résultats GNSS sont la valeur moyenne des déplacements convertis en LOS et corrigés de la tendance tectonique horizontale.



(a) Uplift period ; horizontal GNSS displacement and levelling results between the first GNSS measurement (from 2011 to Aug. 2013) and March 2014



(b) Subsidence period (between March 2014 and March 2015)

FIGURE 5.28 – Horizontal displacements (black vectors, in cm). Vertical displacement (cm) measured by levelling (circle) ; LOS displacement (cm) measured by PSI (dots).

5.7 La modélisation des déplacements

Introduction

Afin de pouvoir analyser les déplacements observés, ceux-ci sont modélisés à partir de modèles analytiques simples utilisés habituellement en volcanologie. Ces modèles calculent les déplacements obtenus dans un demi-espace élastique. Les modèles que l'ont rencontre souvent dans la littérature sont le modèle point source Mogi (Mogi, 1958) qui considère une source de géométrie sphérique assimilée à une source ponctuelle, le modèle ellipsoïdal Yang (Yang et al., 1988) et le modèle de déplacement sur un plan de faille Okada (Okada, 1985). Le modèle Okada est un modèle de dislocation élastique dans un demi-espace. Il permet de modéliser un glissement de faille mais aussi une ouverture.

Ces modèles permettent d'estimer le déplacement engendré par une source à différentes profondeurs et de géométrie variable. Ils sont utilisés en volcanologie pour le suivi de volcans (par exemple : Massonnet et al., 1995; Hooper, 2006; Hooper et al., 2007; Dzurisin, 2007; Lisowski, 2007; Ruch et al., 2008; Beauducel et al., 2014). Massonnet et al. (1995) utilisent le modèle Mogi pour analyser les déformations de l'Etna à partir d'interférogrammes. La modélisation leur permet de faire un suivi de l'évolution de la déformation et d'avoir une estimation de la profondeur. Hooper (2006) utilise le modèle de Yang pour modéliser la déformation du volcan Alcedo au Galapagos. Ruch et al. (2008) utilisent la modélisation Okada pour l'intrusion magmatique du volcan Lazure. Le modèle Okada est aussi utilisé en tectonique pour modéliser la dislocation sur un plan de faille (par exemple : Dragert et al., 2004).

Ces modèles sont utilisés en géothermie pour modéliser les réservoirs géothermaux et notamment les déplacements liés à l'extraction de fluide géothermal. Ainsi, le modèle Mogi est utilisé pour modéliser la subsidence de champs géothermaux (par exemple : Mossop et Segall, 1997; Sigmundsson et al., 1997; Carnec et Fabriol, 1999; Fialko et Simons, 2000).

Dans notre cas de figure, il s'agit de modéliser l'injection ou la migration de fluides dans des couches sédimentaires. La modélisation va permettre d'estimer la localisation de la source de déplacement.

Les paramètres de la modélisation

Le modèle Mogi

Mogi (1958) a élaboré un modèle pour calculer la déformation en surface engendrée par la variation d'un volume ou la variation de pression d'une source ponctuelle en profondeur dans un milieu homogène et élastique (figure 5.29). Le modèle Mogi a quatre degrés de liberté : la positionnement en surface (x,y), la profondeur de la source (h) et la variation de volume (ΔV) ou de pression (ΔP).

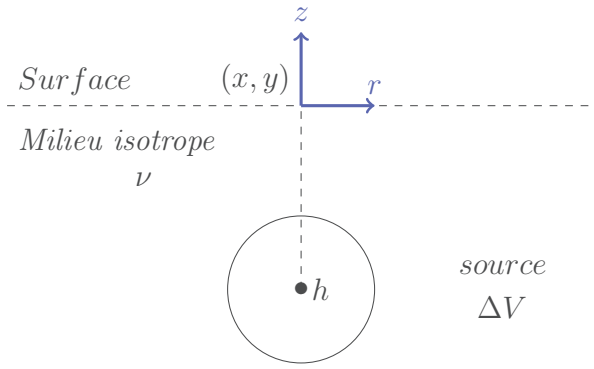


FIGURE 5.29 – Géométrie de la source pour le modèle Mogi

Une solution analytique du modèle est proposée par McTigue (1987) et Segall (2009). Les déplacements de surface en composante verticale U_z et en composante horizontale (radiale) U_r causés par la variation de volume ΔV sont donnés par les équations 5.3 et 5.4 :

$$U_z = \frac{(1-\nu)\Delta V}{\pi} \frac{h}{(r^2+h^2)^{\frac{3}{2}}} \tag{5.3}$$

$$U_r = \frac{(1-\nu)\Delta V}{\pi} \frac{r}{(r^2+h^2)^{\frac{3}{2}}} \tag{5.4}$$

où h est la profondeur de la source, r la distance radiale à la surface et ν le coefficient de Poisson du milieu isotrope.

Le modèle Okada

Okada (1985) a élaboré un modèle du déplacement de surface engendré par une dislocation rectangulaire assimilée à un plan de faille. Ce modèle est utilisé en sismologie pour modéliser le glissement sur une faille. Il est également utilisé en volcanologie pour modéliser les intrusions magmatiques.

J'ai utilisé le programme créé par Beauducel (Beauducel, 2014) [6] pour calculer la solution du modèle Okada en l'enrichissant avec le calcul du déplacement en LOS. La modélisation comporte 10 degrés de liberté : le positionnement horizontal en surface (x, y) et en profondeur (h) du centre de la source planaire, la géométrie du plan de faille rectangulaire qui comporte sa longueur, sa largeur, son azimut et son plongement et *in fine* les paramètres de dislocation (le glissement, l'angle de glissement et l'ouverture de la faille).

6. http://www.ipgp.fr/~beaudu/matlab.html

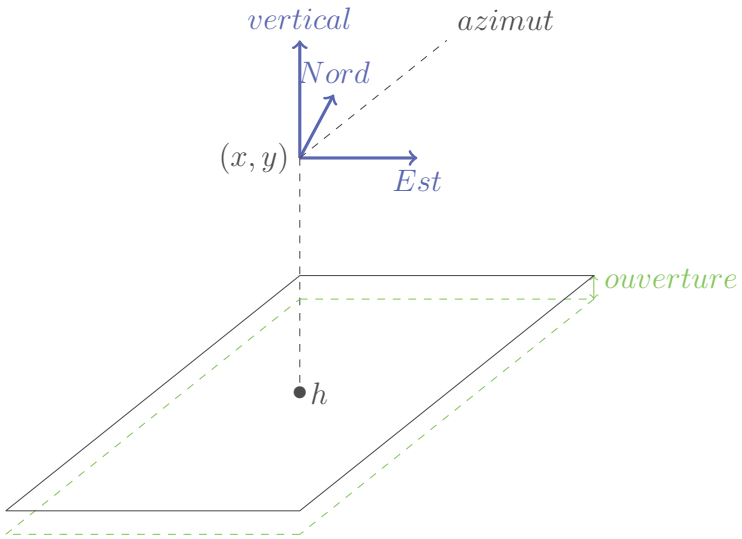


FIGURE 5.30 – Géométrie de la modélisation Okada pour un plan horizontal

La sensibilité des modèles

Shirzaei et Walter (2009) ont testé la sensibilité des trois modèles cités plus haut, le modèle Mogi, le modèle Yang et le modèle Okada avec des données InSAR selon la direction LOS en acquisition descendante, comme c'est le cas dans mon étude. La sensibilité pour la variation de volume pour le modèle Mogi, ou pour la variation de pression avec le modèle Yang, ou pour l'ouverture pour le modèle Okada sont similaires et ne dépendent pas de la position des observations en champ proche ou lointain. La profondeur est mieux contrainte par les observations en champ proche et elle est plus sensible pour le modèle Mogi ou Yang que pour le modèle Okada.

Il existe aussi des études comparatives des déplacements selon la géométrie des modèles (Fialko et al., 2001; Segall, 2009).

Les paramètres du milieu

Le milieu et caractérisé par le coefficient de Poisson (ν) et par le module de Young (E), non utilisé ici. Dans notre cas, il s'agit de couches sédimentaires du Tertiaire et/ou du Quaternaire. Le coefficient de Poisson des couches sédimentaires est compris entre 0,24 et 0,4 (Buchmann et Connolly, 2007), la valeur de 0,25 est utilisée ici, c'est aussi la valeur qui est habituellement utilisée.

La méthode de calcul d'inversion directe

La recherche du modèle le plus ajusté aux observations utilise une inversion basée sur une recherche systématique du meilleur coefficient de détermination

(Barrett, 1974). L'évaluation avec le coefficient de détermination a par exemple été utilisé par Jebur et al. (2015). Le coefficient de détermination reflète la qualité de l'ajustement du modèle aux observations, sa valeur augmente avec le caractère prédictif du modèle. Le coefficient de détermination R^2 est défini par l'équation 5.5 :

$$R^2 = 1 - \frac{\Sigma_{i=1}^{n}(y_i - \hat{y}_i)^2}{\Sigma_{i=1}^{n}(y_i - \bar{y})^2} \tag{5.5}$$

où y_i est un observable, $\hat{y}_i$ est la valeur prédictive au point y_i , et $\bar{y}$ la moyenne des observations. La limitation de l'approche par le coefficient de détermination tient dans le fait que des valeurs extrêmes peuvent induire le résultat en erreur. Comme c'est le cas avec le jeu d'observations des PSI qui ne sont pas tous bien contraints. J'ai donc considéré que le coefficient de détermination ne constitue qu'une première approche pour déterminer le modèle le plus en adéquation avec mes résultats. Le choix du modèle définitif s'effectue par l'analyse des représentations graphiques des différents modèles obtenus à partir des observations en LOS, en vertical et en horizontal suivant la disponibilité des données.

5.8 Les étapes de la modélisation des déplacements

J'ai inversé les résultats PSI, les résultats de nivellement et les résultats PSI des 33 sites co-localisés avec des mesures de nivellement pour lesquels j'ai corrigé les sauts de phase. L'utilisation combinée des résultats PSI et de nivellement me permet de corriger les sauts de phase. La figure 5.31 montre la représentation en profil des PSI suivant la distance à la centrale (tout azimut) avec les différentes possibilités de corrections de sauts. Les déplacements entre les différents modèles proposés dans la figure affectent uniquement les pixels situés en champ proche. Sans l'information des données en champ proche de nivellement (étoiles rouge), il est difficile de contraindre le modèle.

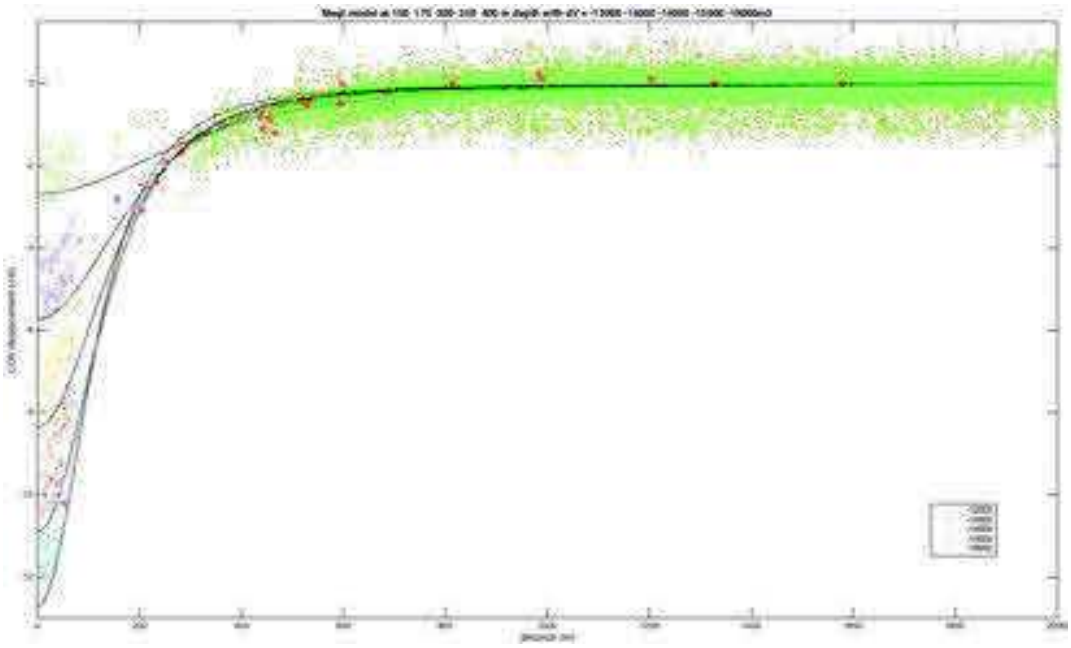


FIGURE 5.31 – Déplacement (cm) suivant la distance à la centrale des résultats PSI. Points verts, résultats PS avec saut de phase ; étoiles rouges, mesures de nivellement ; lignes noirs, modélisation du déplacement vertical pour 5 modèles différents ; points de couleur, résultats PSI corrigés des sauts de phase selon les différents modèles. Les modèles représentés sont des modélisation Mogi dont la source est à une profondeur variable qui est de 150 (bleu), 175 (rouge), 200 (jaune), 250 (mauve), 400 m (vert), pour une variation respective de volume de -12000, -14000, -14000, -15000, -18000 m^3

La modélisation de la surrection

Recherche du la période où le déplacement est maximal

Sur l'ensemble des périodes testées, les résultats de l'inversion montrent que la variation maximale de volume est obtenue pour la période entre le 27 juin 2013

et le 18 mars 2014 (relativement aux dates d'acquisitions des images SAR). La valeur maximale du coefficient de détermination est trouvée pour une profondeur de 500 m et une variation de volume de 102 000 m^3.

La modélisation des périodes intermédiaires permet d'obtenir une profondeur similaire. La valeur maximale du coefficient de détermination donne une profondeur entre 400 et 600 m. La représentation des résultats permet d'affiner les résultats et d'obtenir une profondeur entre 400 et 500 m. Il est possible de trouver un modèle évolutif avec une profondeur constante et une variation de volume croissante.

La date du 18 mars 2014 correspond bien à la première date après l'arrêt de la centrale de géothermie. Mais il n'est pas évident que la date du 27 juin soit la date du début de l'évènement. En effet, l'analyse des séries temporelles de nivellement et de PSI montre un éloignement par rapport au satellite en juin 2013 interprété comme une subsidence, juste avant un début de surrection. Quelle est l'origine de cette subsidence ? Est-elle liée au traitement InSAR (un effet troposphérique par exemple) ? Est-elle liée à la surrection qui suit ? Les séries temporelles (figures 5.22 et 5.23) et les profils (figure 5.16 et 5.17) montrent une variation spatiale de la subsidence. La subsidence est plus marquée au sud et à l'est, où elle atteint 12 mm. Il n'y a pas de subsidence à l'ouest. Un déplacement est également visible sur la série temporelle de la station GNSS LAND, notamment pour la composante nord qui indique un déplacement vers le sud. Cependant le fait qu'un déplacement synchrone est visible par ces deux techniques n'écarte pas la possibilité d'un effet troposphérique, dans le doute, je n'ai donc pas considéré cette date comme la date initiale pour la modélisation de la surrection.

Quand on se limite aux environs de la centrale de géothermie, le déplacement est centré sur la centrale de géothermie, il est circulaire et le déplacement augmente avec le raccourcissement de la distance à la centrale.

L'utilisation combinée de plusieurs modèles avec les modèles de Mogi et d'Okada, permet de retrouver la déformation sur la ville de Landau. Ali et al. (2014) ont aussi combiné des modèles de Mogi et d'Okada pour modéliser les déplacements associés au champ géothermal de Brady, au Nevada. La profondeur obtenue par la modélisation est également plus superficielle que celle des puits de production.

La modélisation de l'ensemble des déformation sur la période de la surrection

(Article en cours avec F. Masson et J. Schmittbuhl)

Modelling of the uplift period

During the uplift period, two main areas are affected : the surroundings of the geothermal power plant in a quasi-circular pattern (area I, figure 5.13) and an area at larger scale, that affects the whole city of Landau along a North-South orientation (area III, figure 5.13). We separate the modelling of the uplift phase in two parts. The uplift quasi-circular pattern can be modelled by the spherical Mogi model. The larger scale displacement over the whole city of Landau can be modelled by a horizontal fault plate opening using the Okada model. It could correspond to a large fluid injection in a horizontal layer.

In order to select the best fitting modelling, we decompose the calculation in three steps. First we do a research grid for the large scale Okada model. For that purpose, we made a mask on the PSI results to remove the contribution of the process centred on the power plant. Second we inverted the residuals obtained substracting the displacements due to the selected Okada model to find the best fitting Mogi model for the central part of the anomaly. Third, we inverted the residuals obtained by substracting the modelled displacement from the Mogi model to control and refine the first result. At all steps, the models are evaluated with the coefficient of determination and with visual representations on profiles and maps.

The best results are obtained with models at around 500 m depth. The modelling with the whole and intermediate periods gives a depth range from 400 m to 600 m. The best fitting couple of model at large scale has a depth of 450 m for the Okada model and of 480 m for the Mogi model. The modelling retrieves the shape of displacement and the amplitude of displacement at large scale. Using these two combined models we obtain a good agreement between the observed and modelled data except close to the power plant. In order to retrieve the vertical and horizontal displacement in the vicinity of the power plant, we need to add a third model at lower depth.

Indeed, the maximum value of the modelled displacement with Okada and Mogi models is around 6.2 centimeter while we observed on the time series (figure 5.22 et 5.23) that the surface displacement reaches more than 11 centimeter at around 50 meters from the geothermal well. The times series shows also that the displacement rate increases in the vicinity of the power plant in February (e.g. sites 19 and 21) and that the maximum of recorded surface displacement between January and April 2014 is not at the power plant location. In order to better fit the vertical and horizontal displacement close to the power plant, we added an Okada model at lower deepness (150 m) crossing the geothermal well to the North and to the South (figure 5.32b).

Figure 5.32 presents the comparison between the PSI results and the modelling with the source location (rectangles for the Okada models and red star for the Mogi point source model). We retrieve the shape and the amplitude of the displacement between July 2013 and mid-March 2014. The comparison on profile

gives also a good adequacy between the models and the results (figure 5.33). In the vicinity of the power plant, we fit the values of levelling and PSI results. And the amplitudes of horizontal displacements are in the range of the minimum measured displacement. But we do not retrieve the maximum values in the East side of the power plant nor the asymmetry of the horizontal displacement. To

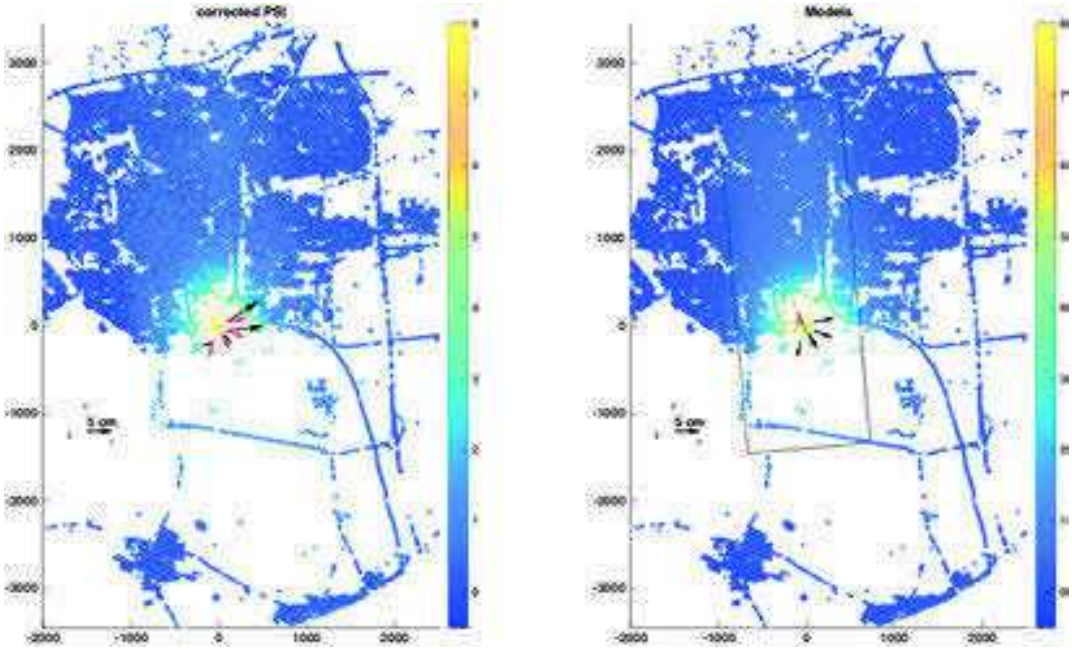


FIGURE 5.32 – Comparison between PSI results (left) and modelling (rigth) for the period between July 2013 and mid March 2014. Background, PSI displacement (cm) ; arrows, horizontal displacements. Left, black arrows, measured horizontal displacement ; red arrows, modelled horizontal displacement. Rigth, black arrows, modelled horizontal displacement ; large rectangle, Okada main fault location ; little rectangle, secondary Okada fault ; red star, location of Mogi point source model.

summarize, the complete modelling parameters are an Okada horizontal plane of 4 km long and 1.4 km wide with an opening of 9 mm and at 450 m depth, a Mogi model with a variation of volume of 55,000 m3 at 480 m depth and a complementary Okada model at 150 m depth, 400 m large and 20 m wide with an opening of 90 cm.

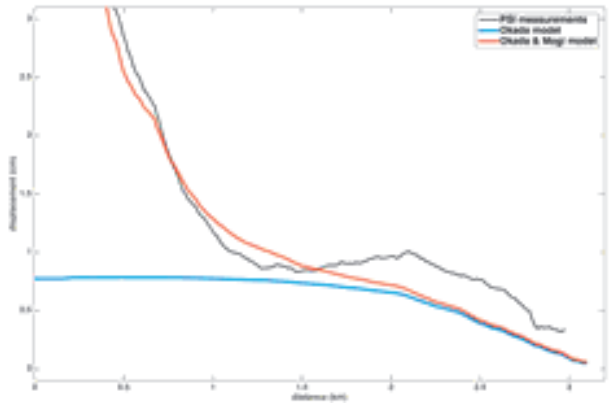
La modélisation de la subsidence

There is not significant subsidence far from the power plant : the subsidence is observed mainly around the power plant. Therefore during the subsidence phase, the deep Okada model is not used.

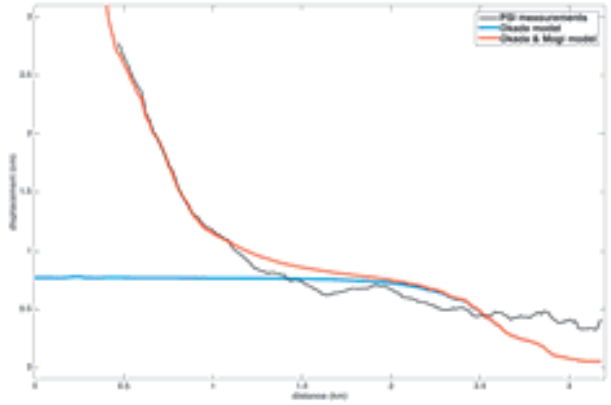
The subsidence period can be modelled using Mogi model considering that the shutting down of the power plant impacts the sub-surface as a pressure drop which

generate compaction in sedimentary layers and/or fault closening. As for the uplift period, the inversion locates the main displacement source at the power plant location. We modelled the whole period of subsidence and the whole intermediate periods. The coefficient of determination for increasing time periods is presented figures 5.34 and 5.35. We obtain models with depth from 200 m to 300 m and with increassing vaiation of volume in time when considering a constant depth.

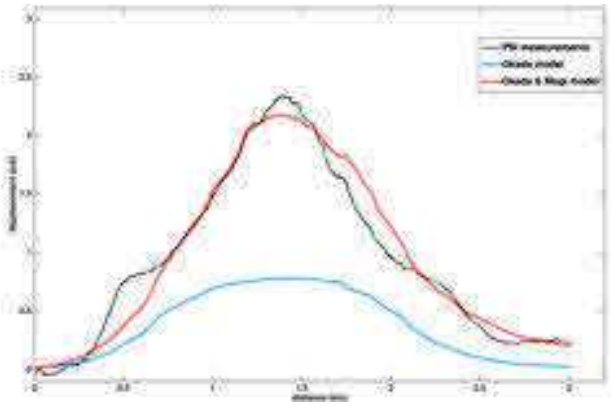
The whole period of subsidence (from March 2014 to January 2015 with PSI data and from March 2014 to March 2015 with levelling and GNSS data) can be modelled by a Mogi simple source model. Figure 5.36 presents the results with a depth of 200 m and a variation of volume of 20,000 m^3. The residuals (figure 5.36b) show that the model underestimates at ranges of 500-800 m distance from the power plant and overestimates at the power plant location. The horizontal displacements are underestimated in the area of the power plant and over-estimate at higher distance. When we consider intermediate data period, for example from end March 2014 to January 2015, we obtain a good fitting with Okada model at a depth of 300 m except at the range between 400 and 600 m from the power plant where the displacement is underestimated (figure 5.37(b)). The Okada model minimizes the horizontal residuals better than the Mogi model. Indeed, as we have seen for the uplift period, the model fits better the shape by using an elongated source along at around N324° direction.



(a) North-South profile A



(b) Quasi North-South Profile B



(c) West-East profile C

FIGURE 5.33 – Comparison between the modelling and the results on profiles A, B and C (figure 5.16 & 5.17) in LOS displacement (cm) for the period between July 2013 and mid-March 2014. Black, PSI results ; blue, Okada large scale model ; red, combination of the Okada and Mogi models.

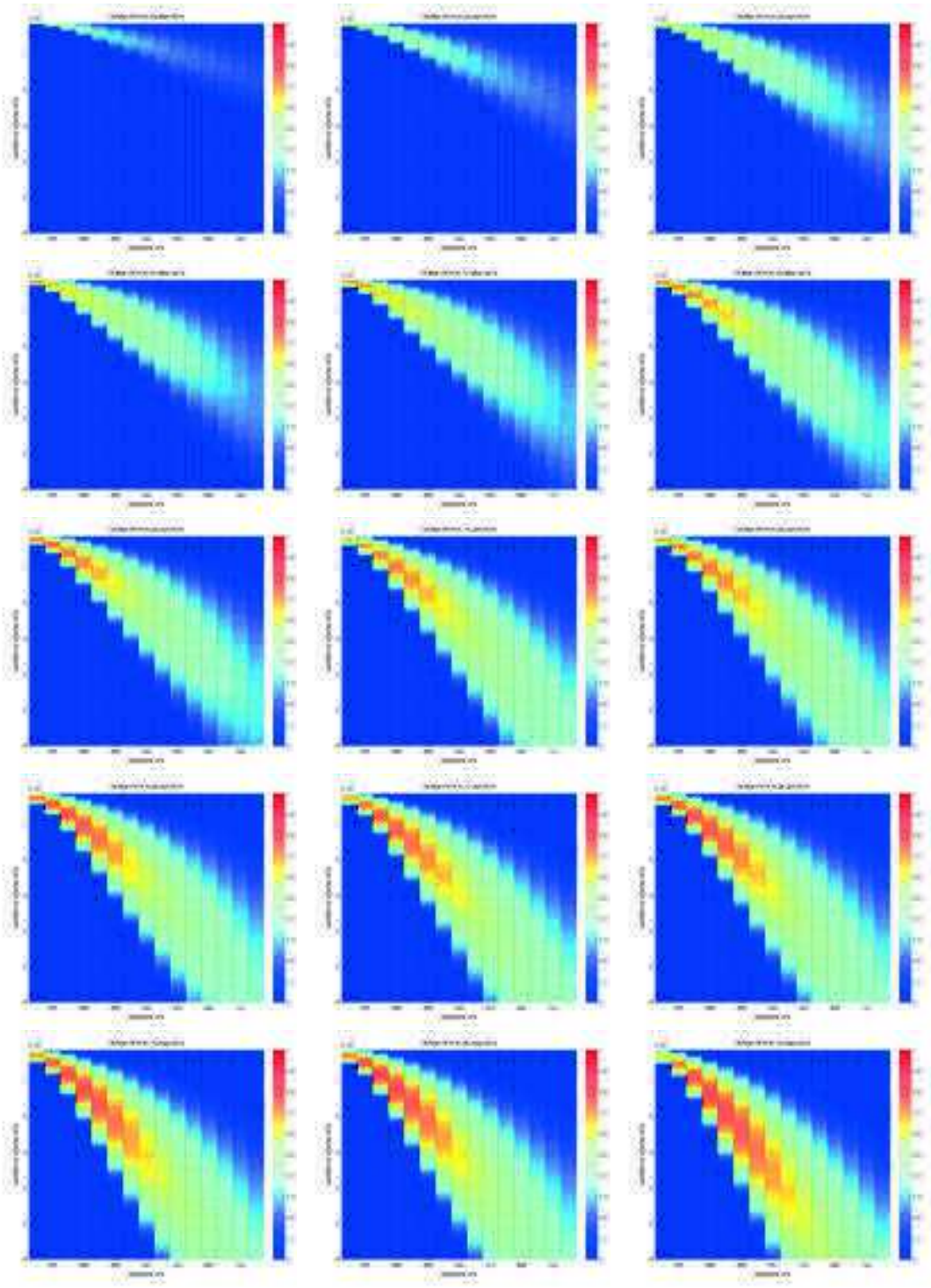


FIGURE 5.34 – Matrix of coefficient of determination for increasing time period from March 2014. X-axis, deepness (m) ; y-axis, variation of volume (m3)

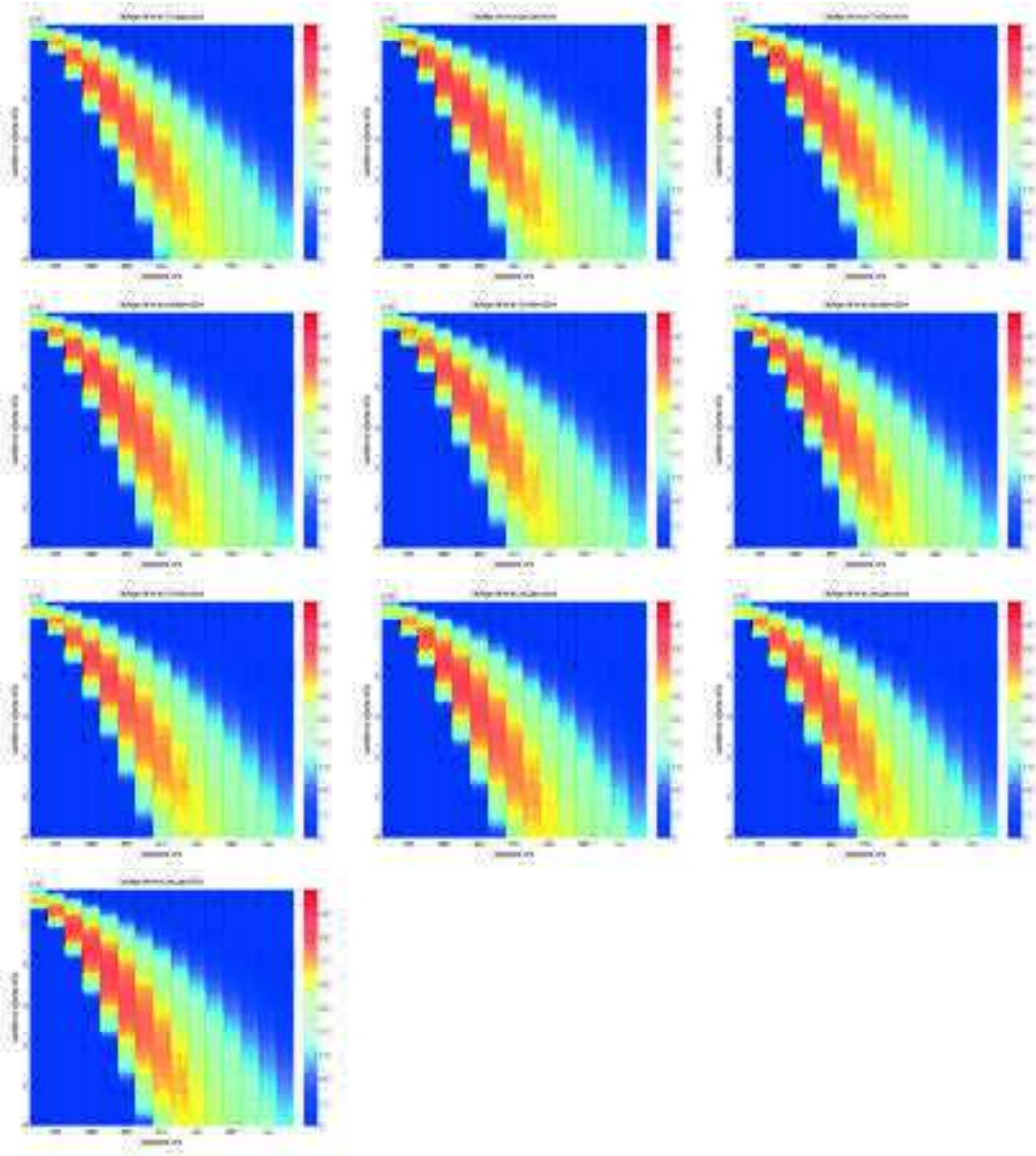
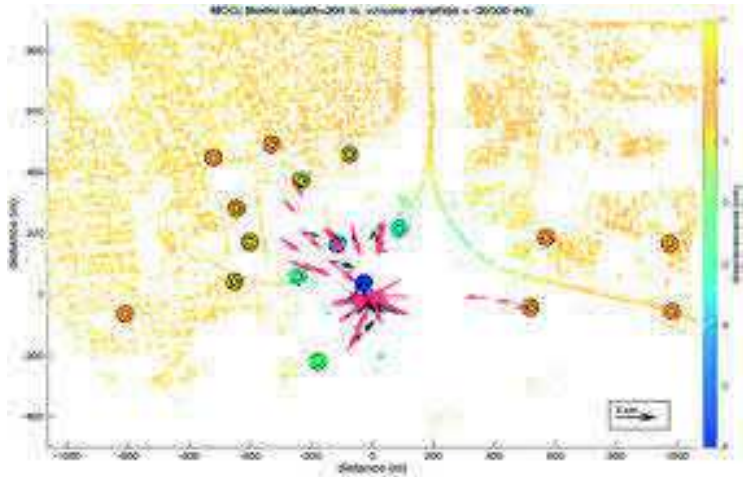
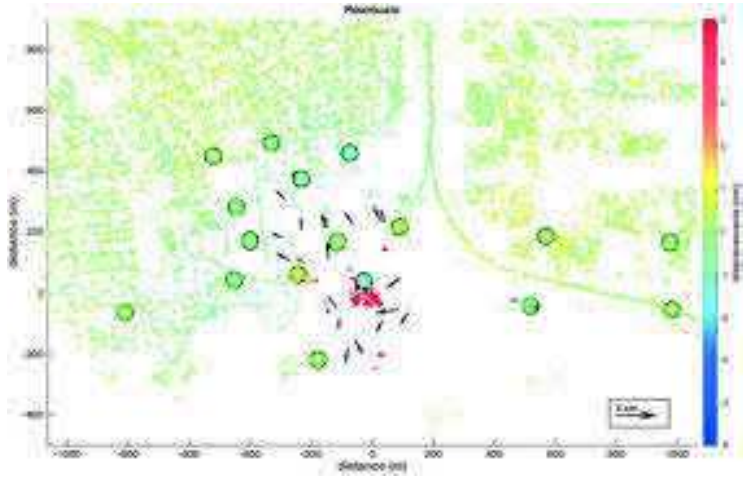


FIGURE 5.35 – Matrix of coefficient of determination (2)

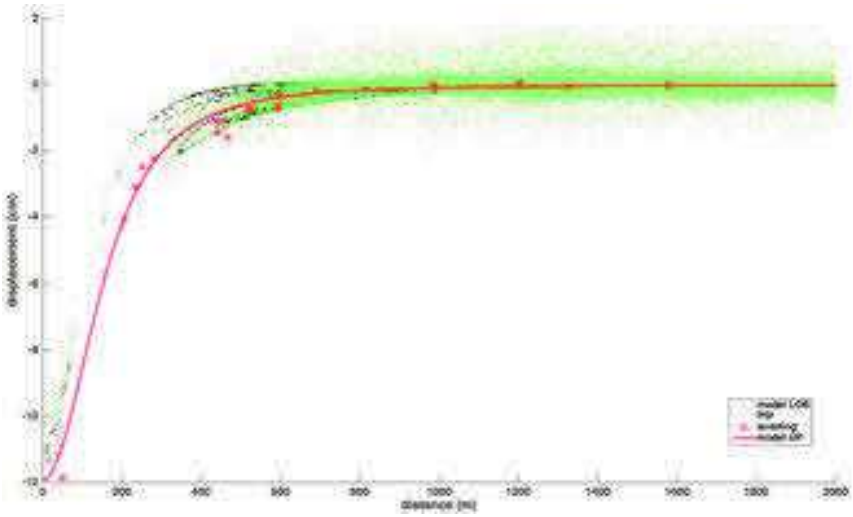


(a) Model

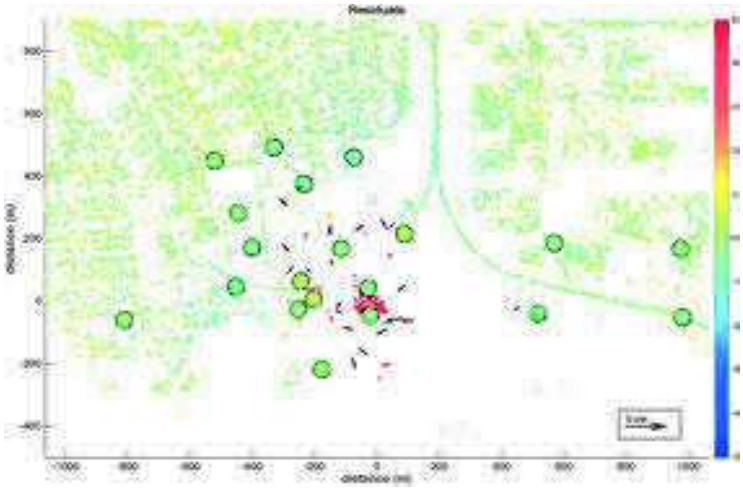


(b) Residuals

FIGURE 5.36 – Comparison between results and modelling with Mogi simple source model at 200 m depth and for a variation of volume of -20,000 m3 for the period between March 2014 and January 2015 for PSI ; between March 2014 and March 2015 for levelling and GNSS results. a) Mogi model displacement ; b) Residuals between the results and the modelling.



(a) Comparison between results and modelling with Mogi simple source model at 200 m depth and for a variation of volume of -20,000 m^3. PSI versus distance from power plant. Green, corrected PSI ; black, modelling ; red stars, levelling



(b) Residuals between the results and the modelling for the Okada model.

FIGURE 5.37 – Modelling of the subsidence phase between March 2014 and January 2015

Discussion

The modelling retrieves the main displacement centred at the power plant location using Mogi and Okada models, for the uplift and subsidence phases.

The modelling with the Mogi model shows that PSI results and levelling give a good constrain of the depth and location of the source. The modelling results give a depth around 400-500 m for the uplift phase and a location less deep for the subsidence phase (around 200-300m).

In details, the modelling of the uplift phase is divided in three models : (a) a Mogi model for the main displacement around the power plant, (b) a lower depth model that can be an Okada model or a multi-Mogi model along a N324° azimuth and (c) a large Okada model. The Mogi model (model a) explains the main amplitude of displacement that is centred on the geothermal power plant using the PSI results and the complementatry Okada model (model b) explains the displacement at the near range. The necessity of a modelling with a lower depth (model b) is explained by the high rate of displacement in the vicinity of the power plant in the first trimester 2014 occuring in a restrained area. The lower depth model is also more adequate to explain the cracks visible at the surface. The modelling with the horizontal Okada layer (model c) explains the large pattern of displacement over the whole city of Landau in its North-South direction for the uplift phase.

For the subsidence phase, the displacement is not significant at large scale during the observed period, then the modelled layer using Okada (model c) is not used. We modelled depth from 200 to 300 m to fit the data. The modelling results give a range of depth similar to the model b of the uplift phase and shallower than the main model centred at the power plant (model a of the uplift phase).

The use of an aditional multi-source Mogi model or the Okada fault model (for the subsidence) at lower depth improves the horizontal GNSS displacements. That suggests that the shape of the source at shallower depth is elongated in North-South direction (around azimuth 324°). This elongated shape is in adequacy with the observed pattern of displacement figure 5.19. This direction is also in adequacy with the main faults orientation in the South of Landau and also with the main horizontal maximal stress direction (Ritter et al., 2014; Frietsch et al., 2015).

What can we say about the meaning of the models ?

Displacement in area I The Mogi model (model *a*) and the complementary lower depth model (model *b*) confirm an elastic behaviour due to geothermal fluid injection. The modelled volume increasses with time and the polarity of displacement change with the shutting-down of the power plant. The symmetrical behaviour of levelling sites at opposite site from the re-injection well location (site 12 & 19, figure 5.23) and the fact that the main displacement is located in this area argue to the fact that the source origin is in the area of the geothermal re-injection well. The re-injection well was not cemented at 475 m depth and there was a leak in the re-injection well (Press talk from Ministry of Economic Affairs, Climate Protection, Energy and Regional Planning, 9 April 2014 ; Daldrup, 2015). Our results are then in adequacy with a source origin from injection of water in the sedimentary layers from the re-injection well. The uplift phase displacement is then explain by geothermal fluid injection within the re-injection well. And the subsidence phase is explain by pressure drop due to the stop of injecting water in the reinjection well.

Displacement in area III (large Okada model) The meaning of the Okada model (model *c*) is less obvious. Is this modelled displacement related to the injection of geothermal water during the uplift phase or to another processes ?

On the PSI map (figure 5.38), there is a clear differential behaviour between the West of the city and the center of the city along a quasi North-South direction. The structural map, at geological level of the base Landau formation, locates a normal fault in this area. We observe the superposition between the limit of displacement and the quasi North-South fault west of Landau on figure 5.38. The depth of this basemap is at around 500 m from the surface. The depth is in agreement with our modelling results of the area III with Okada model. And can argue to the fact that the surface displacement (area III) is related to the geothermal water injection at around 500 m deep. On the East part, there is also a boundary between the center of the city and the East of Landau but the gradient of the differential behaviour is lower than for the West. The faults of the geological map at depth of the geological base Landau formation, fit both the East border of main deformation in the city of Landau (figure 5.38) and North of Landau (at Nußdorf and Walsheim). The whole displacement over Landau is then bordered by faults. So the surface displacement observed at the East from the fault can be either due to fault slip, differential displacements related propagating fluids in layers with geological heterogeneities or combining origin.

There are some arguments for hypothesis of propagating geothermal fluid in the North-South direction. The displacement in the North-South direction begins in time with the displacement centred at the power plant location. And the modelling of this displacement shows a depth source of displacement at 450 m that is the range of the source deepness of geothermal fluid injection.

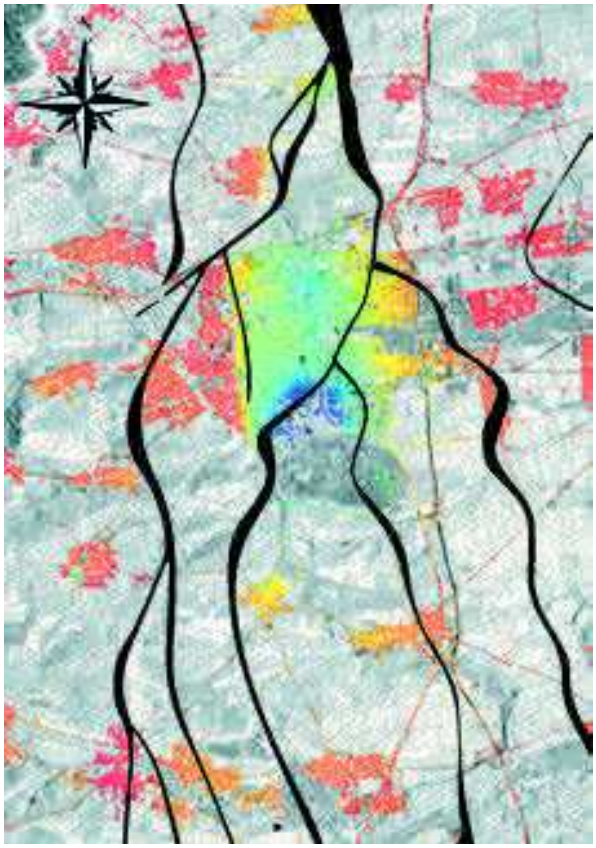


FIGURE 5.38 – Faults at tertiary basement level of the Landau formation (adapted from Georg : http://www.geopotenziale.org) ; background, mean velocity map of PSI results.

The opening of a horizontal layer at 500 m needs a vertical stress over 12 MPa considering an average density of sediment of 2,500 kg/m^3. Figure 5.39 shows that the fluid pressure is over the vertical stress at depth less than 475 m. The injected water in the sedimentary layer could then be the origin of new fluid path at depth lower than 500 m. This result can explain the propagating of water in a 450 m depth sedimentary layer.

If we assume that the opening or closening of the Okada fault correspond to a volume change, the total volume increase is then of 112,600 m^3 $(55,000 + 50,400 + 7200)$ which is realistic (Prof. Wieber, personal communication).

In contrary, the fact that the North-South displacement continues in time after the shutting-down argue to another source of displacement. The time evolution of the displacement in area III is not the same than the displacement in area I. As for the displacement in area I, there is an uplift, but the uplift continues in time after the shutting down, until April or May. And subsidence is not followed by a

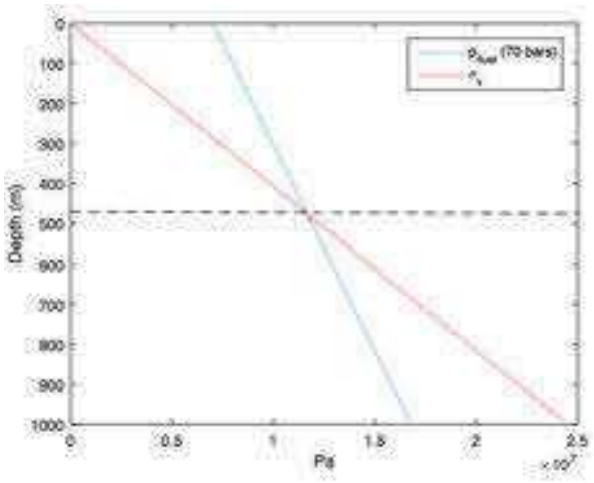


FIGURE 5.39 – Stress change with depth for a fluid pressure of 70 bars (blue line) and for the vertical stress (red line) in a sedimentary layer of 2,500 kg/m^3

subsidence in all the area. We observe also that the initial level is not retrieved at the end of the measurments (figure 5.22 5.23).

The associated displacement has another time evolution than the displacement associate to the Mogi model (model *a* and the complementary model, model *b*). This observation confirms the fact that several processes are involved in the surface deformation. In order to better understand the processes involved in the displacement of the area III, longer time serie is needed and complementary analysis of time evolution of others possible contributions.

Summary and Conclusion

In this study, we use 3 geodetic methods that gives information about LOS, vertical and horizontal displacements in the near range for GNSS and levelling and in the far range for InSAR, levelling and cGNSS. We observe three main sources of displacements in the area of Landau (figure 5.13). I) In the South of Landau, we observe a pluri-centimeter displacement centred at the power plant location with a kilometer radius extension. II) We also observe a surface displacement in the North of Landau. The displacement seems to be due to oil production in the North of the city. III) We observe displacement along faults bordering the center of Landau and in surroundings areas mainly in a quasi North-South direction. On the geothermal power plant, the vertical displacement is at minimum of 11 cm. This displacement decreases with the increasing distance from the power plant and has a radius extension over 1 km with a larger extension in a quasi North-South direction.

The displacement level at the end of the measurements does not retrieve the initial level, before July 2013, nor in the PSI results in January 2015, nor in the

levelling results in March 2015. The pattern of displacement III is maintained.

The modelling of the displacement centred at the power plant location gives a good constrain of the depth and the source location. The results shows a location centred on the geothermal well at around 450-500 m depth for the uplift period. This result is in adequacy with a leak in the re-injection well.

If the source of displacement centred on the geothermal site is obvious, that is not the case for the origin of displacement over Landau at millimetre to centimetre level since the oil production in the North. This study gives some arguments to associate both kind of displacement. The North-South displacement begin with the displacement centred at the power plant location and the modeling of this displacement shows a depth source of displacement at arround 450 m as it its the case for the displacement due to geothermal fluid injection. In contrary, the fact that the displacement of the large area (area III) continue in time after the shutting-down argue to another origin of displacement or to a no-elastic process.

For a geothermal point of view, this study highlight the importance of the integrity of the geothermal well and the utility of geodetic monitoring for control and alarm tools in underground production areas, thus of geothermal sites. If Landau had a geodetic monitoring, the vertical displacement at the power plant location would have been observed in the first month (at least in September 2013), long time before visible damages occurs.

For a geophysics point of view, this study highlight : 1) The ability of geodetic methods to analyse the origin of surface displacements. 2) The limits and contributions of each method. PSI gives spatial and temporal informations with high resolution and coverage, but suffer of de-correlation in vegetated areas and of phase jump in areas with high rate of displacement regardless to the data acquisition. In the other hand, the acquisition of ground measurements methods needs time and to be organized in advance. 3) The complementary of geodetic tools help to adjust relative measurements, to correct phase jumps, and to enlarge the spatio-temporal dataset of ground based technics or of PSI results in areas of uncorrelated signal. 3) The ability of PSI to map the surface displacement in large areas makes it a suitable tool to map tectonics structures. The PSI image of the anthropogenic displacements gives also indications about the geological structures that are differentially affected by the deformations. On the general map (figure 5.38), differential displacements are observed close to faults areas. It appears clearly on the west part of Landau : the displacement is bordered in the West. The limite of displacement corresponds with a normal fault location at around 500 m depth.

5.9 La sismicité à Landau

Les sites industriels de Landau et Insheim sont suivis par un réseau de capteurs sismologiques, le réseau MAGS (*Microseismic Activity of Geothermal Systems*)[7] depuis octobre 2013.

Comparaison entre la sismicité et les mesures GPS

Les tendances générales des séries temporelles GPS ont déjà été décrites en section 5.6. Il existe également des sauts de 3 à 5 mm d'amplitude sur ces séries temporelles. Les sauts les plus significatifs sont en janvier, en avril 2012 et en mars 2014. Il n'y a pas d'évènement répertorié au moment de ces sauts mais il existe des évènements à quelques jours de décalage de ces sauts : de la micro-sismicité en janvier, en avril 2012 et l'arrêt de la centrale en mars 2014. Le saut suit l'évènement dans deux cas et le précède dans le premier cas. Il n'y a donc pas d'évidence de relation entre la sismicité et les déplacements enregistrés par la station GNSS pour ces sauts.

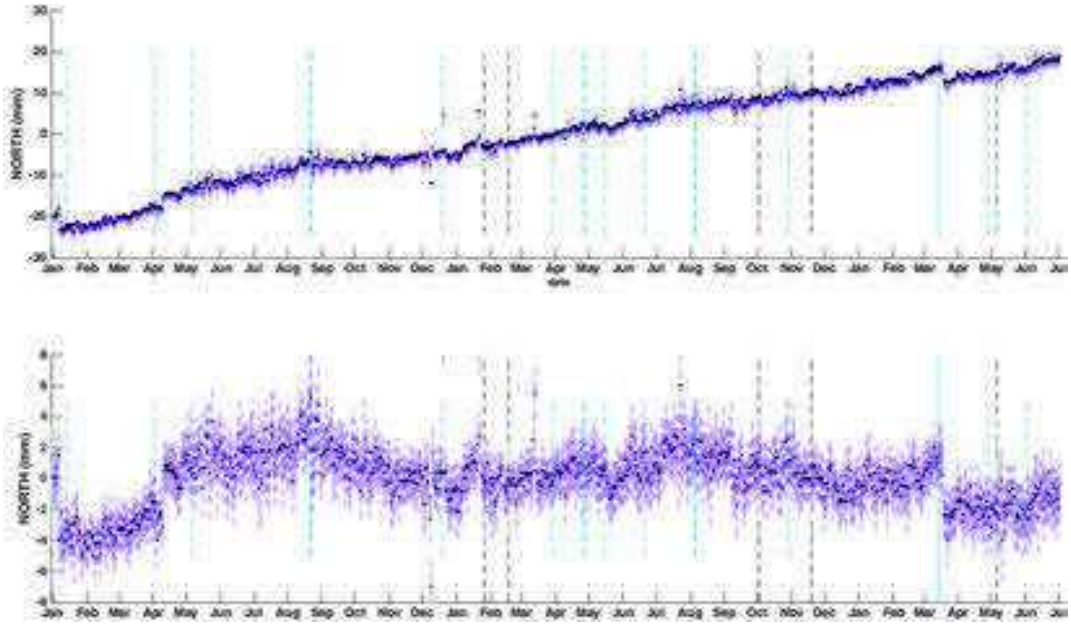
Les séries temporelles GPS, de même que les séries temporelles PSI font état de déplacements avec de sensibles oscillations en dent de scie sur ces composantes horizontales. De telles oscillations ont été observées pour des déplacements asismiques par exemple par Dragert et al. (2001, 2004); Mazzotti et al. (2002); Rogers et Dragert (2003). Mais je n'observe pas de systématisme ici, les oscillations en dent de scie ne sont pas suivies systématiquement par un micro-séisme répertorié. Il serait intéressant de confronter les résultats à des mesures plus exhaustives du réseau sismologique.

Cartographie de l'InSAR

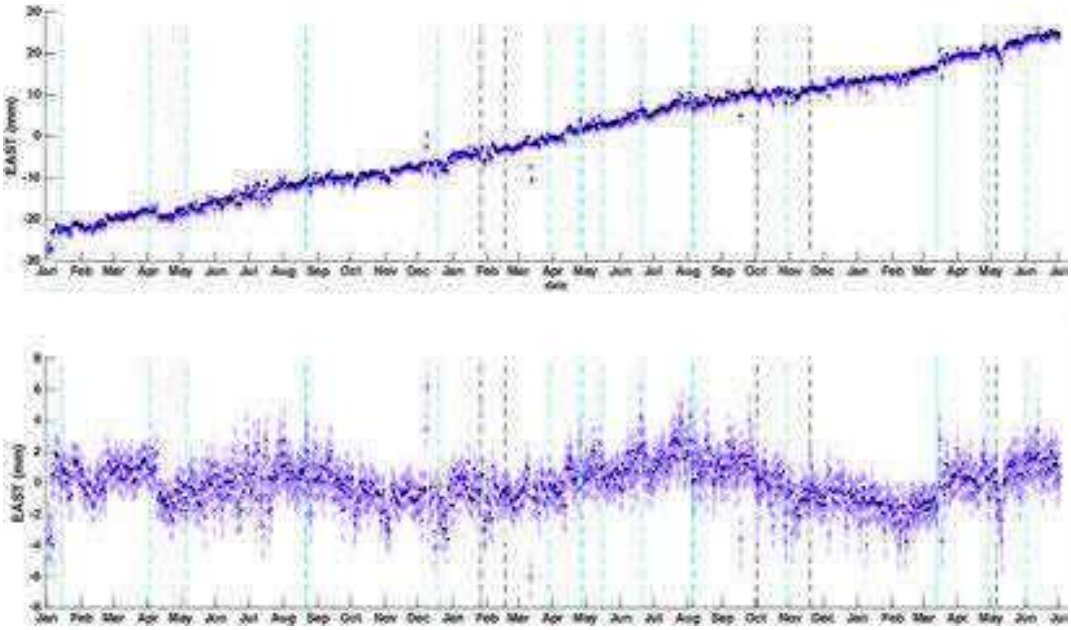
La carte des vitesses PSI met en lumière des zones de déplacement bien délimitées. La figure 5.43 surligne une limite qui borde certains déplacements. Cette zone se trouve aussi dans les interférogrammes à petite ligne de base proches de la date du 28 avril 2014 (figure 5.19a et Annexe M.1) où s'est produit un séisme sur la faille qui borde la zone III (figure 5.13) à l'ouest et où une légère surrection est visible sur la série temporelle GPS (figure 5.41). La limite de la figure correspond à des segments de diverses failles que l'on retrouve dans la carte structurale (figure 5.38).

A l'intérieur de la zone III, se trouve également une délimitation figurée en pointillé sur la figure 5.42. Cette zone correspond une délimitation entre la partie positive et négative des vitesses moyennes observées par (Fuhrmann et al., 2013) entre 2003 et 2008. De la sismicité a été localisé sur cette délimitation en mai 2013 (magnitude 1.4). Les résultats GPS montrent des variations de déplacements,

7. http://www.mags-projekt.de/MAGS/DE/Home/MAGS_node.html



(a) Composante nord (mm)



(b) Copmosante est (mm)

FIGURE 5.40 – Série temporelle de la station GNSS LAND entre 2012 et 2014. Trait continu, date d'arrêt de la centrale ; traits discontinus, micro-sismicité

notamment en composante nord, contemporains à la sismicité localisés sur cette zone (figures 5.40, 5.41).

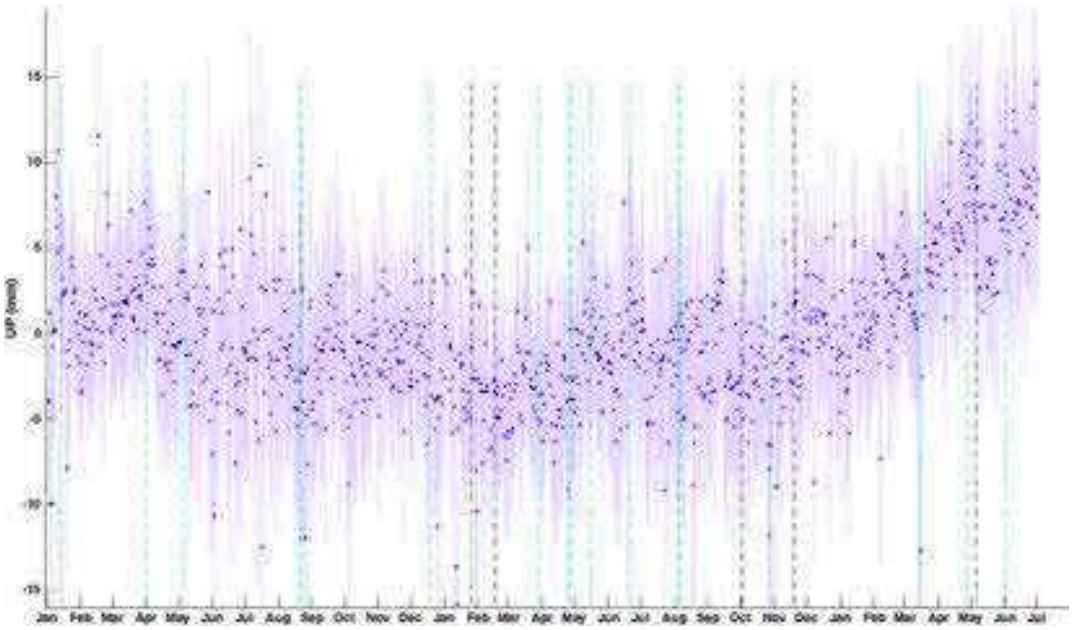
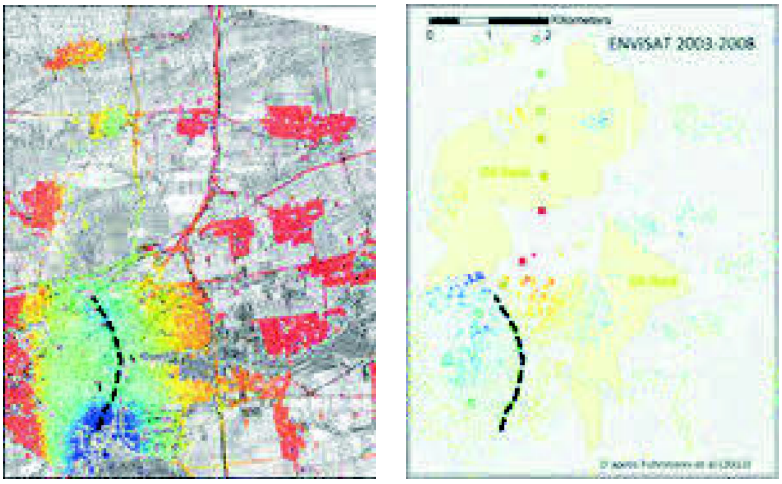


FIGURE 5.41 – Série temporelle de la station GNSS LAND. Mesure verticale du déplacement (mm) entre janvier 2012 et juillet 2014. Trait continu, date d'arrêt de la centrale ; traits discontinus, micro-sismicité



(a) Vitesse moyenne entre janvier 2013 et janvier 2015, échelle entre -5 (rouge) et 15 (bleu) mm/an

(b) Vitesse moyenne entre 2003 et 2008 (source : Fuhrmann et al. (2013)), échelle entre -5 (bleu) et 5 (rouge) mm/an. Triangle, mesure GNSS ; carrés, nivellement

FIGURE 5.42 – Carte de la vitesse LOS moyenne. Trait pointillé noir, limite de déplacements observés par InSAR.

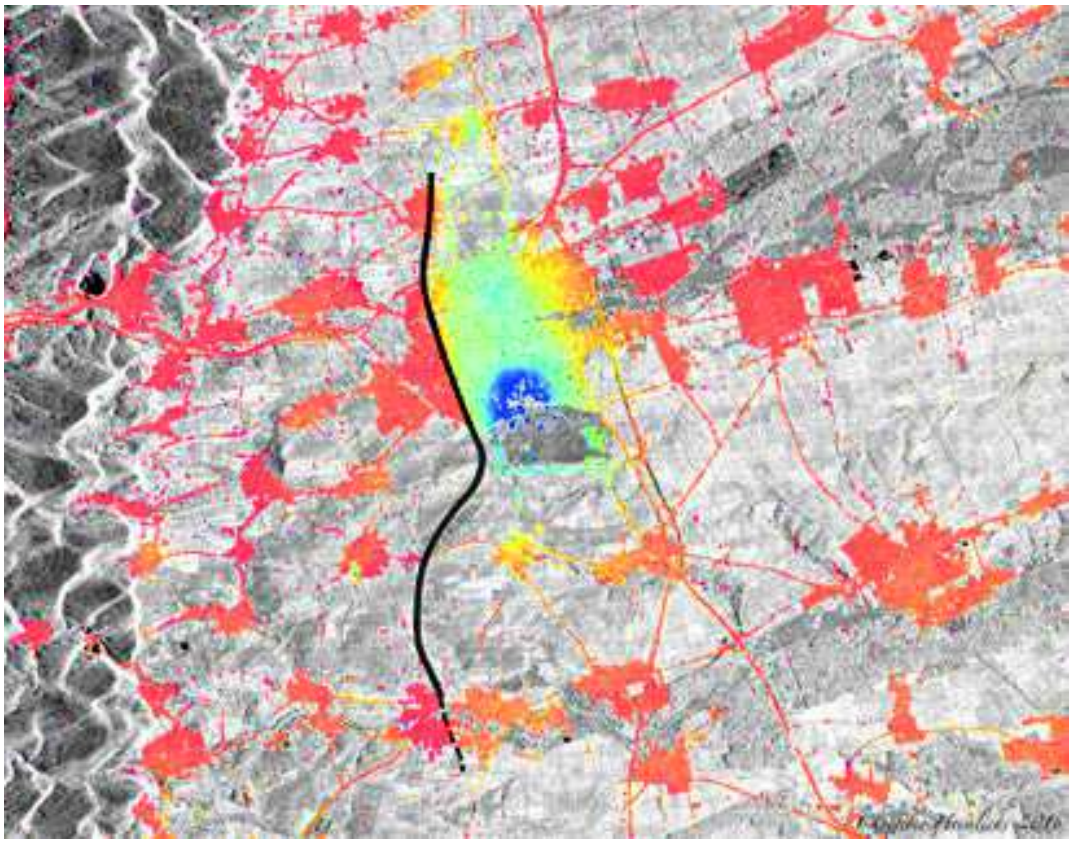


FIGURE 5.43 – Carte de la vitesse moyenne entre le 24 janvier 2013 et le 9 janvier 2015. L'échelle de couleur est comprise entre -4,7 et 15,5 mm/an en LOS. Trait noir, limite de déplacements observés par InSAR.

5.10 Conclusion

L'analyse des déplacements sur Landau montre qu'il y a trois principales formes de déplacement à Landau (figure 5.13). L'amplitude du déplacement est maximale sur la zone centrée sur le site de géothermie au sud de Landau, la zone I de la figure 5.13. Cette zone est de forme quasi-circulaire avec un allongement du rayon vers le nord. La zone II correspond aux sites pétroliers. La localisation de l'amplitude maximale est obtenue à partir des résultats des interférogrammes et non des résultats PSI du fait des problèmes de sauts de phase dans les zones cultivées au nord de Landau. La zone III se situe entre la zone I et II et couvre la ville de Landau. Cette zone est bordée par une faille qui est marquée par une absence de déplacement à son niveau dans les résultats PSI. Elle apparait aussi distinctement dans les interférogrammes.

La zone I

Le déplacement associé à la zone I se modélise très bien à partir de modèles élastiques. Il est en surrection pendant la période de production de la centrale et en subsidence après l'arrêt de la centrale. L'amplitude du déplacement est biaisée par les sauts de phases dans les résultats PSI. L'association du nivellement aux résultats PSI suggère une amplitude de 11 cm aux abords de la centrale de géothermie. L'amplitude décroît avec l'augmentation de la distance par rapport au site. Le rayon de cette zone est entre 1 et 2 km, il est maximal au nord et minimal à l'ouest. Les modélisations permettent de retrouver le déplacement dans les deux phases. L'amplitude de la phase de subsidence est plus faible que celle de la surrection, la surface affectée est également plus réduite. Le niveau initial, avant juillet 2013 n'est pas retrouvé à la fin des mesures, en mars 2015, les mesures de nivellement retrouvent un niveau atteint en octobre sur certains sites. La représentation figure 5.21(b) suggère que la subsidence puisse se poursuivre après mars 2015. Les résultats ne rendraient pas compte de l'ensemble du processus. La localisation de la source du déplacement de la zone I est bien contrainte par la modélisation, la profondeur est de l'ordre de 400-500 m et sa localisation est sur le site de géothermie. Ce résultat corrobore l'hypothèse d'une injection d'eau géothermale par le puits de ré-injection du fait d'un incident sur le puits. Le puits n'était pas cimenté à partir de 479 m (Ministerium für Wirtschaft, Klimaschutz, Energy und Landesplanung [8], conférence de presse du 9 avril 2014), ce qui permet à l'eau de s'infiltrer.

8. Gelendeveranderungen in Landau - Leckage am geothermiekraftwerk in Landau als Ursache vermutet, conférence de presse du 9 avril 2014

La zone II

La zone II est affectée par des déplacements pluri-centimétriques. La première étude 5.3, montre un déplacement continu de 3,7 cm entre avril 2012 et avril 2014 (figure 3, section 5.3). Ces déplacements sont actuellement surtout localisés au niveau du horst de Nußdorf, avec une anomalie maximale à l'est du village, entre Nußdorf et Walsheim. Mais la zone de déformation s'étend jusqu'au nord de Landau. Il serait judicieux de modéliser les déplacements de cette zone. Le traitement PSI figure 5.16 montre des phases successives de surrection et de subsidence *intra muros* au nord de Landau. Ces oscillations semblent liées à l'activité pétrolière au nord et correspondraient à des phases de production suivies de phases de ré-injection.

Le zone III

La zone III se situe entre le site de géothermie au sud et les sites pétroliers au nord. L'origine des déplacements de cette zone n'est pas évidente. La modélisation par une couche plane avec le modèle Okada permet de retrouver le déplacement. La profondeur est proche de celle du modèle de la zone I. L'initiation du déplacement semble correspondre à celui centré sur la centrale, mais la surrection se poursuit après l'arrêt de la centrale. Le décalage temporel signifie-t-il que le processus n'est pas élastique ou que la source est ailleurs ou plus complexe ? Les profils (figures 5.16 & 5.17) montrent que le centre de Landau se déplace tantôt de façon synchrone avec le site de géothermie, tantôt avec les sites pétroliers au nord. Le deux processus pourraient être à l'origine du déplacement de cette zone. Selon cette hypothèse, il y aurait alors une interaction entre les deux types exploitations.

La zone de Landau est reconnue comme active tectoniquement par les travaux de Peters (2007). Peters (2007) a observé une faille active au niveau de Landau qui présenterait un déplacement asismique. Fuhrmann et al. (2015a) observe des déplacements résiduels significatifs après correction des déplacements d'origine anthropique à Landau. Selon Mustapha Meghraoui (communication personnelle) Landau est situé à l'est d'une faille majeure sismogène.

D'autre part, il existe des couches de gypse identifiées au nord. Il pourrait également y avoir un processus chimique à l'oeuvre.

Il est donc probable que les déplacements de surface à Landau sont issus de processus physiques diversifiés dont la part anthropique est majeure mais où l'aléas naturel peut également avoir sa part.

D'où la question : est-ce la faille qui est à l'origine du déplacement ou est-ce la rhéologie au niveau de la faille qui rend la zone plus perméable et ainsi plus propice à des phénomènes de gonflement ou de compaction ? La faille agit-elle comme un moteur ? ou est-ce ses propriétés géologiques et rhéologiques qui induisent un comportement différentiel à son niveau ?

La modélisation indique une origine de la source vers 450 m de profondeur. Cette solution est compatible avec la coupe technique du puits qui indique que celui-ci n'était pas cimenté entre -479 m et -751 m. Du point de vue de la géothermie, cette étude démontre l'importance de l'intégrité des puits et du contrôle de son vieillissement dans le temps. Des travaux de remise en état du puits de réinjection ont été conduits et achevés en 2015. Le tubage du puits a été complété et le puits a été consolidé (Daldrup, 2015). L'étude montre également l'intérêt du suivi géodésique qui a la capacité d'observer ces fuites. Si un récepteur cGNSS avait été implanté sur le site de la centrale, l'incident lié à la fuite d'eau géothermale du puits de ré-injection aurait été mesurable dès le mois de septembre. Des mesures complémentaires auraient permis d'analyser et de retrouver la localisation de la source. Du temps aurait été gagné et des dégâts matériel urbains auraient pu être évités. Une des conséquences majeure de cet incident est l'impact en terme d'acceptabilité des projets de géothermie.

Synthèse sur les méthodes géodésiques

L'analyse des déplacements sur Landau est basé sur trois méthodes géodésiques : l'InSAR, le GNSS et le nivellement. Cette étude illustre les avantages et les inconvénients des méthodes géodésiques utilisées. Elle montre :

La capacité des méthodes géodésiques d'analyser les causes des déplacements de surface. La modélisation de la phase de surrection a permis de localiser la source vers 480 m de profondeur, ce résultat est en adéquation avec le log technique du puits de ré-injection.

Les limites et les contributions de chaque méthode. Les PSI produisent de l'information spatio-temporelle à haute résolution et sur une grande étendue spatiale. Mais la densité des PSI est limitée dans les zones rurales. Des problèmes de saut de phase surviennent quand le taux déformation est élevé par rapport à l'acquisition et/on la longueur d'onde de la bande. Les méthodes de terrain quant à elles, permettent de choisir le site mais nécessitent des moyens humains et de l'organisation.

La complémentarité des méthodes de par leur information spatiale et temporelle. Les méthodes *in situ* aident à ajuster les déplacements relatifs de l'InSAR et à corriger les sauts de phase. L'InSAR permet d'étendre les informations spatio-temporelles des techniques basées au sol et inversement dans les zones à faible densité de PSI. Le cGNSS quant à lui, fourni des informations en 3D et en continu mais uniquement sur son site d'implantation. Le cGNSS est la méthode la moins précise en vertical mais la seule à pouvoir fournir des mesures continues et relativement faciles à traiter par rapport à l'InSAR.

La capacité de l'InSAR à imager les structures tectoniques. En cas de déformations, le sol a un comportement différentiel selon sa nature cela s'applique à la surface, suivant son couvert végétal comme on peut le voir dans les interférogrammes à ligne de base temporelle courte, et en profondeur comme on peut le voir pour les déplacements à Landau. Les déplacements sont bordés à l'ouest par une faille normale à environ 500 m de profondeur.

Perspectives

Le suivi géodésique montre la sensibilité des mesures, les variations sont millimétriques.

Les séries temporelles cGNSS comportent trois sauts significatifs (en janvier 2012, avril 2012 et mars 2014). Quelles sont leurs origines ? J'ai également observé des variations en dents de scie notamment en mai, juin et juillet 2013 par mesure GPS et aussi par mesures PSI. De la sismicité a également été observée dans ces périodes. Pourrait-il s'agir de déplacements asismiques ?

Il serait intéressant, de pouvoir étudier la corrélation entre les variations de la série temporelle cGNSS et d'autres mesures comme la sismicité ou des mesures de puits. La connaissance des opérations réalisées par les industriels permettrait également d'approfondir l'analyse.

Chapitre 6

CONCLUSION

L'objectif de ce travail de thèse est d'appliquer les outils de la géodésie spatiale au suivi de site de géothermie profonde. La mise en place de ce suivi a permis de faire un état des lieux des déplacements des environs des sites de géothermie de Soultz-sous-Forêts et de Rittershoffen dans l'Outre-Forêt. Il a également permis d'analyser les déplacements aux environs du site géothermique de Landau situé en Rhénanie–Palatinat, au nord de l'Alsace.

Ce travail met en lumière différents aspects qui seront explicités ci-dessous. L'application des méthodes géodésiques à l'analyse et au suivi des sites de géothermie a mis en évidence leurs avantages et inconvénients ainsi que leur complémentarité, cet aspect est présenté dans la première section (section 6.1). Les deuxième et troisième sections (sections 6.2 et 6.3) font une synthèse des résultats du suivi des sites dans l'Outre-Forêt et à Landau. La quatrième section (section 6.4) synthétise les intérêts d'un suivi géodésique.

6.1 Les méthodes géodésiques

Ce travail utilise différentes méthodes géodésiques et principalement les méthodes de la géodésie spatiale que sont l'InSAR et le GNSS. Ces méthodes ont déjà fait leurs preuves dans leur capacité à mesurer des déplacements issus de processus lents ou rapides aux profondeurs visées en géothermie (cf. sections 1.4 et 3.3). Les spécificités de chaque méthode ont été présentées dans le chapitre 3.

Nous avons vu que les principaux intérêts de la méthode InSAR sont sa large couverture spatiale et sa précision dans la direction LOS qui est proche de la direction verticale, et ce notamment avec la méthode PSI. Cette technique a une résolution temporelle qui dépend du temps de passage du satellite et de la qualité de l'acquisition (impact des perturbations de l'atmosphère). Dans le cas du satellite TerraSAR-X, la disponibilité des données dépend aussi des éventuels conflits d'acquisition (par exemple dans l'analyse sur Landau entre août et septembre 2013). Mais ce n'est pas le cas de toutes les acquisitions SAR, la constellation

SENTINEL [1] par exemple a pour objectif la continuité des acquisitions des anciens satellites ERS et Envisat, ce qui permet aussi de faire observations non planifiées initialement et à moindre coût. Les résultats InSAR dépendent de la rugosité de la surface et de sa pérennité. Ainsi, dans les zones rurales que j'ai observées, les PSI sont limités aux infrastructures humaines (routes, habitations, mobilier urbain). Le couvert végétal (surfaces cultivées, forêts) sont sources de décorrélation. Une difficulté majeure de l'InSAR, à laquelle j'ai été confrontée pour le traitement de Landau, réside dans le fait qu'il s'agit de mesures relatives. L'apport d'autres techniques d'observation permet d'apporter un référencement et de mieux contraindre les résultats InSAR comme nous l'avons vu avec l'analyse conjointe des PSI et du nivellement à Landau.

La méthode GNSS permet d'avoir une mesure 3D absolue du site d'implantation de la station. La précision est plus grande en mesures horizontales que verticales. Cependant l'expérimentation du déplacement vertical contrôlé montre que des déplacements verticaux millimétriques sont observables à partir de plus de 90 jours de mesure pour une vitesse supérieure ou égale à 7,5 mm/an. Le traitement en double différence et la représentation en variation de ligne de base permet d'avoir un suivi simple des stations. La mesure des déplacements est cependant plus exacte avec l'analyse des variations de position de la station. L'avantage du GNSS est qu'il permet d'avoir des mesures continues à faible coût.

Le nivellement est une mesure des déplacements verticaux *in situ*. L'intérêt de la mesure est qu'elle permet de mesurer avec précision des sites ciblés. Ses inconvénients sont la mise en œuvre des campagnes de mesures et la dépendance aux contraintes météorologiques. Le nivellement est la seule méthode non-satellitaire utilisée ici.

Les mesures GNSS de campagne ont permis à Landau d'observer la contribution horizontale au déplacement et de positionner la principale source des déplacements.

Les différentes méthodes géodésiques sont complémentaires quant à leur type de mesure (LOS, 3D, vertical), à la répartition spatiale des données et à leur résolution temporelle. La mesure relative InSAR permet d'étendre spatialement les mesures absolues GNSS. Et inversement, les mesures GNSS et de nivellement permettent d'entendre les résultats dans les zones à faible densité de pixels et aussi de contraindre les mesures relatives de l'InSAR comme nous l'avons vu pour Landau.

Outils d'alerte ?

L'InSAR est essentiellement une méthode qui permet l'analyse et l'observation bien après les évènements. Car l'inconvénient de l'InSAR et notamment de la méthode PSI réside dans la lourdeur du traitement. Un traitement systéma-

1. https://sentinel.esa.int/web/sentinel/home

tique d'interférogrammes pourrait être une méthode de surveillance. A l'avenir, la possibilité de pouvoir enrichir les séries temporelles des nouvelles acquisitions permettra de faire un suivi plus aisé en PSI (Spaans et Hooper, 2014). L'acquisition et le traitement du GNSS sont plus simples. Son faible coût au long terme en fait un outil relativement aisé à mettre en place et à utiliser. Un GNSS de mesure continu sur le site de Landau aurait mesuré l'anomalie de déplacement au minimum dès septembre 2013, c'est-à-dire bien avant les premières constatations de dégâts.

6.2 Les résultats du suivi des sites de Soultz et de Rittershoffen

La stratégie de suivi géodésique et les premiers résultats du suivi des sites de géothermie de Soultz-sous-Forêts et de Rittershoffen sont présentés dans le chapitre 4. La période d'observation couvre la mise en place de la centrale de Rittershoffen et la rénovation de la centrale de Soultz-sous-Forêts. Les mesures InSAR montrent que la zone connait peu de déformations, tant sur les sites de géothermie que dans les environs. Elles montrent aussi que malgré le faible taux de déplacement tectonique du Fossé rhénan et la petite fenêtre temporelle des observations SAR (2 ans), les résultats InSAR font apparaitre des zones de déformation à l'échelle locale. Notamment des déplacements à l'échelle de quartier dans des agglomérations de l'Outre-Forêts. Certains de ces déplacements sont corrélés à des contextes géologiques locaux (présence de faille et d'argiles, anciens travaux miniers).

Le réseau local GNSS permet d'avoir des mesures continues et précises des déplacements horizontaux et dans une moindre mesure, des déplacements verticaux dans les environs des sites de géothermie. La densité de réseau, par la faible distance des lignes de base permet d'augmenter la précision et l'exactitude des mesures. L'analyse des résultats est plus complexe. Des corrélations avec des phénomènes de surcharges sont observées. Il serait intéressant de comparer les variations des déplacements aux autres données (sismologie, mesures de pression, gravimétrie).

Ces premiers résultats constituent un état des lieux des déplacements avant les phases de production des centrales. Ils ciblent aussi les zones sensibles et l'intérêt d'avoir des outils d'analyse des déplacements de surface pour pouvoir analyser les sources de déplacements et discriminer entre les différentes causes possibles de déplacements qu'elles soient naturelles ou anthropiques.

6.3 Les apports de l'étude de Landau

Le chapitre 5 présente l'analyse des déplacements de surface observés à Landau (Rhénanie-Palatinat, Allemagne) et ses environs pendant l'exploitation de la centrale de géothermie située au sud de la ville. L'impact de l'incident de la centrale sur le déplacement de surface est quantifié avec plus ou moins de précision suivant sa distribution spatiale. Les impacts visibles au niveau des infrastructures se situent dans les zones où l'amplitude du déplacement est maximale. Je n'ai pas eu connaissance d'impact sur la nappe phréatique, ni par des scientifiques, ni par la presse et les médias allemands. L'étude de Landau a montré l'intérêt d'un suivi géodésique sur le long terme. Les acquisitions de nivellement et les acquisitions SAR permettent d'avoir plus de recul sur l'ensemble des déplacements à Landau.

Le cas de Landau est exemplaire sous différents aspects. Il est un exemple d'un incident impliquant une centrale de géothermie, un exemple d'un incident pendant la phase de production d'une centrale, un exemple d'un incident de puits et un exemple de centrale dans un environnement complexe où les interactions éventuelles entre les différentes exploitations (pétrolières, géothermale à Landau et Insheim, aquifère) sont encore à explorer.

Le suivi géodésique a permis de décrire une partie du déroulement spatio-temporel de l'incident à la centrale de Landau, de quantifier les déplacements et de proposer une analyse des déplacements observés. Les résultats SAR sur l'ensemble de la zone traitée mettent aussi en lumière des zones de déplacement cohérentes dont certaines sont corrélées à des positions de faille. Ces résultats mettent en avant la capacité cartographique de l'InSAR.

6.4 Les intérêts de la géodésie pour la géothermie

La prospection

Nous avons vu dans la partie introductive (chapitre 1) que les ressources géothermales en géothermie profonde se situent dans des contextes géologiques et tectoniques particuliers et où la capacité productive dépend de l'orientation du champs de contrainte par rapport aux failles exploitées. Dans le Fossé rhénan supérieur, le champ de contrainte en transtension sénestre est propice à l'exploitation géothermique (chapitre 2). Certaines études géodésiques sur des sites de géothermie (Nishijima et al., 2005; Ishitsuka et al., 2016) montrent que le champ de contrainte peut évoluer localement du fait d'une exploitation industrielle ou du fait de processus naturels non contrôlés par l'homme. Une connaissance de l'évolution du champ de contrainte peut permettre d'anticiper la productivité géothermique ou de choisir la meilleur façon de s'adapter pour l'exploitant. La géodésie est ainsi une méthode susceptible d'apporter à la géothermie des informations pour la prospection, la stratégie de production et le vieillissement des

centrales.

La phase de stimulation

Nous avons aussi vu que la sismicité induite est un des risque de la géothermie, surtout lors des phases de stimulation (chapitre 1). Et qu'il existe également des déplacements asismiques sur les failles (Cornet, 1997; Bourouis et Bernard, 2007; Schmittbuhl et al., 2014; Guglielmi et al., 2015). Ces déplacements lents sont susceptibles d'être mesurés par la géodésie dans la mesure où le déplacement de surface est pluri-millimétrique (cf. chapitre 3). La géodésie est ainsi une méthode complémentaire à la sismologie pour la surveillance de la stimulation du réservoir.

La phase de production

Le risque de sismicité induite pendant la phase de production est plus faible. De plus, les centrales de géothermie à Soultz et à Rittershoffen sont prévues pour un fonctionnement en continu avec une ré-injection du volume de fluide géothermal produit. Ce mode de fonctionnement est celui qui permet de mieux limiter la sismicité induite. Ainsi, le 'réservoir' géothermique n'est pas soumis aux variations de volume des exemples cités en bibliographie où la ré-injection n'est pas complète. Si le risque de sismicité est réduit en phase de production, l'étude sur Landau a montré un exemple d'incident de puits pendant la phase de production. L'étude a montré, par cet exemple, que la géodésie peut être un outil d'alerte de site de forage.

Par ailleurs, le fonctionnement du système géothermique reste encore en partie méconnu, d'où provient le fluide géothermal ? par où transite le fluide ré-injecté ? que se passe-t-il au niveau des failles ? Une surveillance géodésique au long court peut éventuellement détecter des glissements asismiques à leur niveau et rendre compte des déformations en profondeur. Il serait intéressant d'analyser les séries temporelles géodésiques avec des données de puits (pression, déformations). Dans le but d'améliorer la connaissance des circulations de fluides géothermaux en profondeur et l'impact éventuel de l'exploitation de ces fluides.

6.5 Les intérêts du suivi géodésique

L'intérêt du suivi sismologique est communément admis pour les exploitations des ressources géologiques. Les sites étudiés bénéficient d'un tel suivi (Maurer et al., 2015, et le réseau allemand MAGS). Cette étude montre l'intérêt et la complémentarité du suivi géodésique pour ces exploitations.

Cette étude montre les intérêts de la géodésie pour le suivi spatio-temporel des installations géothermiques. La géodésie permet d'établir un état des lieux

avant l'implantation d'une centrale. L'acquisition d'un historique des déplacements avant, pendant l'installation puis durant l'exploitation participe à une meilleure connaissance des sites. Elle permet également la surveillance de l'impact des différentes phases d'une exploitation que sont le forage, la stimulation et l'exploitation. Elle est un outil qui sur le long terme pourrait apporter de nouvelles connaissances sur la caractérisation du réservoir géothermique. L'observation géodésique, notamment quand elle est couplée à l'observation sismologique, apporte des éléments sur les problématiques plus générales que sont l'activation des séismes et les relations entre les séismes et la déformation, notamment par la capacité des méthodes géodésiques de mesurer les déplacements lents.

Les apports du suivi ne se réduisent pas au seul champ de la géothermie et de la recherche, ils sont transposables à d'autres industries et à différents niveaux dans la société. La géodésie peut être un outil d'alerte en cas d'incident comme celui qui s'est produit à Landau.

La géodésie, parce qu'elle participe à une meilleure connaissance de l'environnement des sites, est aussi un outil de discrimination entre les différentes causes possibles de déformation. En cas d'incident, la possibilité de pouvoir comprendre les origines des déformations est cruciale pour déterminer les responsabilités de chacun. Dans le cas de Landau, le déplacement centré sur la centrale de géothermie s'explique très bien par une fuite au niveau du puits de ré-injection. Par contre, le déplacement qui affecte Landau à plus grande échelle est plus complexe à analyser et à comprendre.

Le suivi géodésique a un également intérêt sociétal car il permet de quantifier les déplacements et délivre de nouvelles connaissances à l'échelle locale. Il participe ainsi à l'évaluation des risques et est dans ce sens, un outil décisionnel. Pour l'industriel, cela peut contribuer à l'acceptabilité des projets industriels.

Perspectives

Concernant le suivi géodésique

Lors de ma thèse, j'ai participé à la création d'un réseau de suivi gravimétrique des sites de Soultz et de Rittershoffen (propositions de sites et mesures). Il serait intéressant de comparer les séries temporelles des mesures de déplacements et de gravimétrie. Pour cela il est aussi nécessaire de compléter la série temporelle PSI afin d'obtenir des recoupements pour les périodes d'observations, en sachant que j'ai programmé l'acquisition satellitaire TerraSAR-X jusqu'en septembre 2016.

Lors de mon parcours universitaire j'ai réalisé le suivi gravimétrique du bassin versant du Ringelbach dans les Vosges. J'ai réalisé 2 ans de campagnes de mesures gravimétriques pendant mon master et traité les résultats au cours de ma thèse (Heimlich et al., 2013). Les aquifères de ce bassin versant sont dans des formations de grès et de granites plus ou moins altérés. Ce bassin versant, par ses caractéristiques géologiques, peut être considéré comme un analogue des réservoirs géothermaux que l'on retrouve en profondeur dans la Fossé rhénan. J'ai observé des variations spatiales de transferts de masse entre les sites localisés sur des formations granitiques et gréseuses et des variabilités temporelles suivant la nature des précipitations. L'analyse plus complète de ces résultats pourrait apporter de nouvelles connaissances sur les circulations et recharges des aquifères dans un contexte de granites fracturés et sur les variabilité des transferts entre les formations granitiques et gréseuses.

Concernant Landau

L'analyse des résultats InSAR sur l'ensemble de la zone environnant Landau mérite d'être approfondie. De même que la mise en relation avec les mesures de nivellement à plus grande échelle. Que signifie la subsidence en juin 2013, juste avant la surrection ?

Je n'ai pas abordé le cas d'Insheim dans ce travail bien qu'ayant traité les images de la zone, puisque les puits d'Insheim et de Landau sont distants de 4 km. Je n'ai cependant rien observé de particulier dans les environs immédiats de ce site. Il serait intéressant d'analyser plus en détail ce site sur une période de temps plus longue afin de voir si des déplacements de surface sont observés dans cette zone. L'étude conjointe de Landau et d'Insheim permettrait d'avoir

un exemple de fonctionnement de sites proches. Il serait pertinent de voir si il existe des interactions entre ces deux sites qui sont non seulement très proches par la distance mais qui se situent sur des failles connexes.

Dans la même optique, l'analyse de l'ensemble des déplacements des environs de Landau est encore à approfondir. Des questions restent en suspend : y-a-t-il des interactions entre l'exploitation pétrolière et les exploitations géothermales ? Comment et où circulent les fluides ? Quels sont les liens entre les déplacements et la sismicité ?

Nous avons aussi vu que les risques de séismes induits par la géothermie sont maximaux pendant la phase de stimulation, les valeurs habituelles de ces séismes (M<2) ne sont *a priori* pas observables en géodésie. Cependant les séries temporelles de la station permanente de Landau, de même que les séries temporelles PSI, montrent des déplacements synchrones à des séismes de magnitude inférieur à 2. Est-ce le fruit du hasard ou y-a-t-il un signal en lien avec des processus profonds ? La corrélation avec la sismicité évoque des déplacements asismiques sur la zone. Cet aspect est également à approfondir par la comparaison des résultats PSI et GNSS et par leurs analyses conjointes avec des données sismologiques.

Bibliographie

Ali, S., J. Akerley, E. Baluyut, M. Cardiff, N. Davatzes, K. Feigl, W. Foxall, D. Fratta, R. Mellors, P. Spielman, et al. (2016). Time-series analysis of surface deformation at Brady Hot Springs geothermal field (Nevada) using interferometric synthetic aperture radar. *Geothermics 61*, 114–120. 14

Ali, S., N. Davaters, P. Drakos, K. Feigl, W. Foxall, C. Kreemer, R. Mellors, H. Wang, et E. Zemach (2014, February). Insar measurements and numerical models of deformation at Brady Hot Springs geothermal field (Nevada), 1997-2013. In *Thirty-Ninth Workshop on Geotheral Reservoir Engineering*, Stanford University, Stanford, California. 14, 15, 17, 185

Allis, R., C. Bromley, et S. Currie (2009). Update on subsidence at the Wairakei–Tauhara geothermal system, New Zealand. *Geothermics 38*(1), 169–180. 14, 15

Altamimi, Z., X. Collilieux, et L. Métivier (2011). ITRF2008 : an improved solution of the international terrestrial reference frame. *Journal of Geodesy 85*(8), 457–473. 52, 61, 62, 100, 253

Amelung, F., D. L. Galloway, J. W. Bell, H. A. Zebker, et R. J. Laczniak (1999). Sensing the ups and downs of Las Vegas : InSAR reveals structural control of land subsidence and aquifer-system deformation. *Geology 27*, 483–486. 54

Amos, C. B., P. Audet, W. C. Hammond, R. Bürgmann, I. A. Johanson, et G. Blewitt (2014). Uplift and seismicity driven by groundwater depletion in central California. *Nature 509*(7501), 483–486. 54

Anderle, H. (1987). The evolution of the south Hunsrück and Taunus border zone. *Tectonophysics 137*(1-4), 101–114. 26

Anderssohn, J. (2014). *Satellitenbasierte Bodenbewegungsmessung in Landau in der Pfalz, Deutschland. Bericht : Bodenbewegungsanalyse basierend auf TerraSAR-X Daten (2012-2014)*. Airbus Defence and Space - Infoterra GmbH. 135

Baillieux, P., E. Schill, Y. Abdelfettah, et C. Dezayes (2014). Possible natural fluid pathways from gravity pseudo-tomography in the geothermal fields of northern Alsace (Upper Rhine Graben). *Geothermal Energy 2*(16), 1–14. 34

Baize, S., E. M. Cushing, F. Lamaille, et H. Jomard (2012). Updated seismotectonic zoning scheme of metropolitan France, with reference to geologic and seismotectonic data. *Bull. Soc. Géol. France 184*, 223–232. 31

Barbour, A. J., E. L. Evans, S. H. Hickman, et M. Eneva (2016). Sources of subsidence at the Salton Sea geothermal field. In *41st Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, Stanforf, California, February 22-24, 2016. 14, 15

Barrett, J. P. (1974). The coefficient of determination—some limitations. *The American Statistician 28*(1), 19–20. 183

Barth, A. (2016). Location and source mechanism of the Karlsruhe earthquake of 24 September 2014. *Journal of Seismology 20*(865), 1–10. 32

Barth, A., J. Ritter, et F. Wenzel (2015). Spatial variations of earthquake occurrence and coseismic deformation in the Upper Rhine Graben, Central Europe. *Tectonophysics 651*, 172–185. 31

Barth, A., F. Wenzel, et C. Langenbruch (2013). Probability of earthquake occurrence and magnitude estimation in the post shut-in phase of geothermal projects. *Journal of seismology 17*(1), 5–11. 10

Bauer, M., W. Freeden, H. Jakobi, et T. Neu (2014). *Handbuch Tiefe Geothermie*. Springer. 10

Baujard, C., A. Genter, J.-J. Graff, V. Maurer, et E. Dalmais (2015). ECOGI, a new deep EGS project in Alsace, Rhine Graben, France. In *Proceedings of World Geothermal Congress Melbourne, Australia*. 45

Baumgärtner, J. (2013, Feb). Initial operating results from Insheim. In *GeoTHERM congress, Offenburg, Germany*. 11

Baumgärtner, J., H. Menzl, et P. Hauffe (2007, October). The geox GmbH project in Landau - the first geothermal power plant project in Palatinate / Upper Rhine Valley. In *First European Geothermal Review*, pp. 29–31. 46

Baumgärtner, J., D. Teza, T. Hettkamp, T. Gandy, et M. Schindler (2010). Geothermal reservoir development in the Upper Rhine Graben. 'Concepts, techniques and experiences', the geothermal projects in Landau and Insheim. In *Second European Geothermal review*, Mainz, 21-23 June, Germany. 32, 135

Baumont, D. et O. Scotti (2010). *The french parametric earthquake catalogue (FPEC) based on the events of the Sisfrance macroseismic database, version 1.0*. Public report n°IRSN/DEI/2010-048. 32

Beauducel, F. (2014). *Beauducel's Matlab toolbox*. Institut de Physique du Globe de Paris : http ://www.ipgp.fr/ beaudu/matlab.html. 181

Beauducel, F., P. Briole, et J. Froger (2000). Volcano wide fringes in ERS SAR interferograms of Etna : Deformation or tropospheric effect ? *J. Geophys. Res. 105*(B7), 16,391–16,402. 53

Beauducel, F., A. Nurnaning, M. Iguchi, A. A. Fahmi, M. A. Nandaka, S. Sumarti, S. Subandriyo, et J. P. Metaxian (2014, December). Real-time source deformation modeling through GNSS permanent stations at Merapi volcano (Indonesia). In *AGU Fall Meeting Abstracts*. Provided by the SAO/NASA Astrophysics Data System. 180

Berger, J. (1996). Cartes paleogeographiques-palinspastiques du bassin molassique suisse (Oligocene inferieur-Miocene moyen). Paleogeographic-palinspastique maps of the Swiss Molasse Basin (early Oligocene-middle. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie-Abhandlungen 202*(1), 1–44. 27, 242

Bergerat, F. (1985). *Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme Européenne*. Ph. D. thesis, Univ. P. et M. Curie, Paris. 26

Bergerat, F. (1987). Stress fields in the european platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics 6*, 99–132. 26

Bertrand, G., P. Elsass, G. Wirsing, et A. Luz (2006). Quaternary faulting in the Upper Rhine Graben revealed by high-resolution multi-channel reflection seismic. *C. R. Geoscience 338*, 574–580. 32

Biessy, G., F. Moreau, O. Dauteuil, et O. Bour (2011). Surface deformation of an intraplate area from GPS time series. *Journal of Geodynamics 52*(1), 24–33. 54

Bletzacker, F. (1985). Reduction of multipath contaminationin a geodetic GPS receiver. In *Proceedings of the First Symposium on Precise Positioning with the Global Positioning System*, National Oceanic and Atmospheric Administration, Rockville, Maryland, pp. 413–422. 58

Blewitt, G. (1990). An automatic editing algorithm for GPS data. *Geophy. Res. Lett. 17*(3), 199–202. 61

Blewitt, G., M. Coolbaugh, W. Holt, C. Kreemer, J. L. Davis, et R. A. Bennett (2002). Targeting of potential geothermal resources in the Great Basin

from regional relationships between geodetic strain and geological structures. *Geothermal Resources Council Transactions 26*, 523–525. 6

Blewitt, G., C. Hammond, et C. Kreemer (2005). Relating geothermal resources to Great Basin tectonics using GPS. *GRC Transactions 29*, 331–336. 6, 7, 13, 241

Blewitt, G. et D. Lavallée (2002). Effect of annual signals on geodetic velocity. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 107*(B7), 2145. 60, 108

Blumenroeder, J. (1962). Le pétrole en Alsace. *Erdol am Oberrhein (= Abh. geol. Landesamt. Baden-Wurtt 4*, 41–52. 128

Boehm, J., A. Niell, P. Tregoning, et H. Schuh (2006). Global mapping function (gmf) : A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophysical Research Letters 33*, L07304. 57

Boehm, J., B. Werl, et H. Schuh (2006). Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European centre for medium-range weather forecasts operational analysis data. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 111*, B2406. 57

Bonforte, A. et G. Puglisi (2006). Dynamics of the eastern flank of Mt. Etna volcano (Italy) investigated by a dense GPS network. *Journal of Volcanology and Geothermal Research 153*(3), 357–369. 53

Boniface, K., J. Braun, J. McCreight, et F. Nievinski (2015). Comparison of snow data assimilation system with GPS reflectometry snow depth in the western United States. *Hydrological Processes 29*(10), 2425–2437. 58

Bönnemann, C., B. Schmidt, J. Ritter, N. Gestermann, T. Plenefisch, U. Wegler, R. Schulz, O. Heidbach, et al. (2010). Das seismische ereignis bei Landau vom 15. August 2009. *Abschlussbericht der Expertengruppe „Seismisches Risiko bei hydrothermaler Geothermie “. Hannover 2010*, 1–55. 10

Bourgeois, O., M. Ford, M. Diraison, L. M. Carlier, C. de Veslud, M. Gerbault, R. Pik, N. Ruby, et S. Bonnet (2007). Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland. *Int. Earth Sci. 96*, 1003–1032. 27

Bourouis, S. et P. Bernard (2007). Evidence for coupled seismic and aseismic fault slip during water injection in the geothermal site of Soultz (France), and implications for seismogenic transients. *Geophysical Journal International 169*(2), 723–732. 12, 211

Boy, J.-P. et J. Hinderer (2006). Study of the seasonal gravity signal in superconducting gravimeter data. *Journal of Geodynamics 41*(1), 227–233. 59

Breede, K., K. Dzebisashvili, et G. Falcone (2015). Overcoming challenges in the classification of deep geothermal potential. *Geothermal Energy Science 3*, 19–39. 7

Breede, K., K. Dzebisashvili, X. Liu, et G. Falcone (2013). A systematic review of enhanced (or engineered) geothermal systems : past, present and future. *Geothermal Energy 1*(1), 1. 8

Brun, J., M.-A. Gutscher, et D.-E. teams (1992). Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data : a summary. *Tectonophysics 208*(1-3), 139–147. 22, 25, 27, 242

Buchmann, T. J. (2008). *3D multi-scale finite element analysis of the present-day crustal state of stress and the recent kinematic behaviour of the northern and central Upper Rhine Graben.* Ph. D. thesis, Geophysical Institute, University of Karlsruhe, Germany. 27, 242

Buchmann, T. J. et P. T. Connolly (2007). Contemporary kinematics of the Upper Rhine Graben : a 3D finite element approach. *Global and Planetary Change 58*(1), 287–309. 33, 34, 182, 243

Buchner, F. (1981). Rhine graben : horizontal stylolites indicating stress regimes of earlier states of rifting. *Tectonophysics 73*, 113–118. 26

Burbey, T. J., S. M. Warner, G. Blewitt, J. W. Bell, et E. Hill (2006). Three-dimensional deformation and strain induced by municipal pumping, part 1 : Analysis of field data. *Journal of Hydrology 319*(1), 123–142. 54

Burgmann, R., G. Hilley, A. Ferretti, et F. Novali (2006). Resolving vertical tectonics in the San Francisco Bay Area from permanent scatterer InSAR and GPS analysis. *Geology 34*, 221–224. 53

Carnec, C. et C. Delacourt (2000). Three years of mining subsidence monitored by SAR interferometry, near Gardanne, France. *Journal of Applied Geohysics 43*, 43–54. 53

Carnec, C. et H. Fabriol (1999). Monitoring and modeling land subsidence at the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico using SAR interferometry. *Geophysical research Letters 26*(9), 1211–1214. 14, 180

Caro Cuenca, M., A. Hooper, et R. Hanssen (2013). Surface deformation induced by water influx in the abandoned coal mines in limburg, the Netherlands observed by satellite radar interferometry. *Journal of Applied Geohysics 88*, 1–11. 53, 129

Clauser, C., E. Griesshaber, et H. J. Neugebauer (2002). Decoupled thermal and mantle helium anomalies : implications for the transport regime in continental rift zones. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 107*(B11), 2269. 35, 41, 243

Clauser, C. et H. Villinger (1990). Analysis of conductive and convective heat transfer in a sedimentary basin, demonstrated for the Rheingraben. *Geophys. J. Int. 100*, 393–414. 34

Cloetingh, S., J. D. Van Wees, P. Ziegler, L. Lenkey, F. Beekman, M. Tesauro, A. Förster, B. Norden, M. Kaban, N. Hardebol, et al. (2010). Lithosphere tectonics and thermo-mechanical properties : an integrated modelling approach for Enhanced Geothermal Systems exploration in Europe. *Earth-Science Reviews 102*(3), 159–206. 36

Cloetingh, S., P. Ziegler, P. Bogaard, P. Andriessen, I. M. Artemieva, G. Bada, R. Van Balen, F. Beekman, Z. Ben-Avraham, J.-P. Brun, et al. (2007). Topo-europe : The geoscience of coupled deep Earth-surface processes. *Global and Planetary Change 58*(1), 1–118. 34

Cornet, F., T. Bérard, et S. Bourouis (2007). How close to failure is a granite rock mass at a 5km depth ? *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences 44*(1), 47–66. 33

Cornet, F. H. (1997). Seismic and aseismic slips induced by large-scale fluid injections. *Pure appl. geophys. 150*, 563–583. 10, 12, 211

Cuenot, N., C. Dorbath, et L. Dorbath (2008). Analysis of the microseismicity induced by fluid injections at the EGS site of Soultz-sous-Forêts (Alsace, France) : implications for the characterization of the geothermal reservoir properties. *Pure and Applied Geophysics 165*(5), 797–828. 10

Cuenot, N., M. Frogneux, C. Dorbath, et M. Calo (2011). Induced microseismic activity during recent circulation tests at the EGS site of Soultz-sous-Forêts (France). In *Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University. 10, 11

Daldrup, J. (2015, March). Erfahrung vom Betrieb in Landau - Erkenntnisse für den Bau der Anlage in Neuried. In *IGC Forum 2015*, Offenburg, March 2015. 48, 205

Darmendrail, X. (1994). *Déformation récente et actuelle des Alpes occidentales. Mise en évidence, caractérisation et quantification par analyse géomorphologique et comparaison de nivellements*. Ph. D. thesis, Chambéry. 88

De Michele, M., D. Raucoules, F. Rolandone, P. Briole, J. Salichon, A. Lemoine, et H. Aochi (2011). Spatiotemporal evolution of surface creep in the Parkfield region of the San Andreas fault (1993–2004) from synthetic aperture radar. *Earth and Planetary Science Letters 308*(1), 141–150. 53

Deichmann, N. et D. Giardini (2009). Earthquakes induced by the stimulation of an enhanced geothermal system below Basel (Switzerland). *Seismological Research Letters 80*(5), 784–798. 10

Delacourt, C., P. Allemand, E. Berthier, D. Raucoules, B. Casson, P. Grandjean, C. Pambrun, et E. Varel (2007). Remote-sensing techniques for analysing landslide kinematics : a review. *Bulletin de la Société Géologique de France 178*(2), 89–100. 53

Delacourt, C., D. Raucoules, S. Le Mouélic, C. Carnec, D. Feurer, P. Allemand, et M. Cruchet (2009). Observation of a large landslide on La Reunion Island using differential SAR interferometry (JERS and Radarsat) and correlation of optical (Spot5 and Aerial) images. *Sensors 9*(1), 616–630. 53

Demoulin, A., T. Launoy, et K. Zippelt (1998). Recent crustal movements in the southern Black Forest (western Germany). *Geologische Rundschau 87*(1), 43–52. 32

Derer, C. E. (2003). *Tectono-sedimentary evolution of the northern Upper Rhine Graben (Germany), with special regard to the early syn-rift stage*. Ph. D. thesis, Universitäts-und Landesbibliothek Bonn. 28

Derer, C. E., M. E. Schumacher, et A. Schäfer (2005). The northern Upper Rhine Graben : basin geometry and early syn-rift tectono-sedimentary evolution. *International Journal of Earth Sciences 94*(4), 640–656. 28

Dezayes, C. (1995). *Caractérisation et interprétation d'un volume rocheux fracturé à partir de données de forages géothermiques de Soultz-sous-Forêts et autres exemples d'échantillonnages unidirectionnels*. Ph. D. thesis, Université de Savoie. 24, 242

Dezayes, C., P. Chevremont, B. Tourlière, G. Homeier, et A. Genter (2005). Geological study of the GPK4 HFR borehole and correlation with the GPK3 borehole (Soultz-sous-Forêts, France)-Final report, BRGM report, Orléans, France. RP-53697-FR. 43, 244

Dezayes, C., A. Genter, et B. Valley (2010). Structure of the low permeable naturally fractured geothermal reservoir at Soultz. *Comptes Rendus Geoscience 342*(7), 517–530. 24, 242

Dèzes, P., S. Schmid, et P. Ziegler (2004). Evolution of the European Cenozoic Rift System : interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics 389*(1), 1–33. 26, 34

Dèzes, P. et P. Ziegler (2001). European map of the Mohorovicic discontinuity. In *2nd EUCOR-URGENT Workshop*. 34

Dickson, M. H. et M. Fanelli (2004). What is geothermal energy ? Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, Pisa, Italy. 4, 241

Dixon, T. H. (1991). An introduction to the Global Positioning System and some geological applications. *Reviews of Geophysics 29*(2), 249–276. 55

Dixon, T. H., F. Amelung, A. Ferretti, F. Novali, F. Rocca, R. Dokka, G. Sella, S.-W. Kim, S. Wdowinski, et D. Whitman (2006). Space geodesy : Subsidence and flooding in New Orleans. *Nature 441*(7093), 587–588. 54

Doebl, F. et W. Olbrecht (1974). An isobath map of the Tertiary base in the Rhinegraben. *Approaches to taphrogenesis*, 71–72. 28

Dorbath, L., N. Cuenot, A. Genter, et M. Frogneux (2009). Seismic response of the fractured and faulted granite of Soultz-sous-Forêts (France) to 5 km deep massive water injections. *Geophysical Journal International 177*(2), 653–675. 10

Doubre, C., F. Masson, S. Mazzotti, et M. Meghraoui (2014). An analysis of seismic hazard in the Upper Rhine Graben enlightened by the example of the New Madrid seismic zone. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, Vol. 16, pp. 4437. 31

Doubre, C. et G. Peltzer (2007). Fluid-controlled faulting process in the Asal Rift, Djibouti. *from 8 yr of radar interferometry observations. Geology 35*, 69–72. 53

Dragert, H., K. Wang, et T. S. James (2001). A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. *Science 292*(5521), 1525–1528. 199

Dragert, H., K. Wang, et G. Rogers (2004). Geodetic and seismic signatures of episodic tremor and slip in the northern Cascadia subduction zone. *Earth, planets and space 56*(12), 1143–1150. 180, 199

Duringer, P. (1988). *Les conglomérats des bordures du rift Cénozoïque rhénan. Dynamique sédimentaire et contrôle climatique*. Ph. D. thesis, ULP. 28

Duringer, P. et S. Orciani (2014). Le forage géothermique GRT-2 de Rittershoffen (Alsace). Rapport interne, 157 pages. Technical report. 46

Dzurisin, D. (2007). *Volcano deformation*. Springer-praxis books in geophysical sciences. Chichester, UK. 180

Edel, J. et K. Schulmann (2009). Geophysical constraints and model of the 'Saxothuringian and Rhenohercynian subductions - magmatic arc system' in NE France and SW Germany. *Bulletin de la Société Géologique de France 180*, 545–558. 28

Edel, J., K. Schulmann, et Y. Rotstein (2006). The Variscan tectonic inheritance of the Upper Rhine Graben : evidence of reactivations in the Lias, Late Eocene-Oligocene up to the recent. *Int. J. Earth Sci. 96*, 305–325. 28

Edel, J.-B., H. Whitechurch, et M. Diraison (2006). Seismicity wedge beneath the Upper Rhine Graben due to backwards Alpine push ? *Tectonophysics 428*(1), 49–64. 10, 31

Elósegui, P., J. Davis, R. Jaldehag, J. Johansson, A. Niell, et I. Shapiro (1995). Geodesy using the Global Positioning System : The effects of signal scattering on estimates of site position. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 100*(B6), 9921–9934. 58, 59, 244

Eneva, M., D. Adams, G. Falorni, et J. Morgan (2012). Surface deformation in Imperial Valley, CA, from satellite radar interferometry. *Geothermal Research Council Transactions 36*, 1339–1344. 14

Eneva, M., D. Adams, G. Falorni, et J. Morgan (2013). Applications of radar interferometry to detect surface deformation in geothermal areas of Imperial Valley in Southern California. In *Proc. 38th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California*. 14

Eneva, M., G. Falorni, D. Adams, J. Allievi, et F. Novali (2009). Application of satellite interferometry to the detection of surface deformation in the Salton Sea geothermal field, California. *Geothermal Resources Council Transactions 33*, 315–319. 14

Équipe du projet GeORG (2013). Potentiel géologique profond du Fossé rhénan supérieur. Partie 1 - Rapport final. BRGM/RP-61945-FR. 28, 29

Estey, L. H. et C. M. Meertens (1999). TEQC : the multi-purpose toolkit for GPS/GLONASS data. *GPS Solutions 3*(1), 42–49. 55

Evans, K. F., A. Zappone, T. Kraft, N. Deichmann, et F. Moia (2012). A survey of the induced seismic responses to fluid injection in geothermal and CO_2 reservoirs in Europe. *Geothermics 41*, 30–54. 10, 48

Fäh, D., D. Giardini, P. Kästli, N. Deichmann, M. Gisler, G. Schwarz-Zanetti, S. Alvarez-Rubio, S. Sellami, B. Edwards, B. Allmann, et al. (2011). ECOS-09 earthquake catalogue of Switzerland release 2011 report and database. Public catalogue, 17. 4. 2011. Swiss Seismological Service ETH Zurich. Technical report, Citeseer. 31

Fäh, D., M. Gisler, B. Jaggi, P. Kästli, T. Lutz, V. Masciadri, C. Matt, D. Mayer-Rosa, D. Rippmann, G. Schwarz-Zanetti, et al. (2009). The 1356 Basel earthquake : an interdisciplinary revision. *Geophysical Journal International 178*(1), 351–374. 31

Farr, T. G. et M. Kobrick (2000). Shuttle radar topography mission produces a wealth of data. *Eos, Transactions American Geophysical Union 81*(48), 583–585. 85

Faulds, J. E., M. Coolbaugh, G. Blewitt, et C. D. Henry (2004). Why is Nevada in hot water ? Structural controls and tectonic model of geothermal systems in the northwestern Great Basin. *Geothermal Resources Council Transactions 28*, 649–654. 6

Faulds, J. E., N. Hinz, C. Kreemer, et M. Coolbaugh (2012). Regional patterns of geothermal activity in the Great Basin region, western USA : Correlation with strain rates. *Geothermal Resources Council Transactions 36*, 897–902. 6

Ferretti, A., A. Fumagalli, F. Novali, C. Prati, F. Rocca, et A. Rucci (2011). A new algorithm for processing interferometric data-stacks : SqueeSAR. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 49*(9), 3460–3470. 86

Ferretti, A., C. Prati, et F. Rocca (2000). Nonlinear subsidence rate estimating using permanent scatterers in differential sar interferometry. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing 38*(5), 2202–2212. 84

Ferretti, A., C. Prati, et F. Rocca (2001). Permanent scatterers in SAR interferometry. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing 39*(1), 8–20. 84, 85, 136

Ferretti, A., A. Tamburini, F. Novali, A. Fumagalli, G. Falorni, et A. Rucci (2011). Impact of high resolution radar imagery on reservoir monitoring. *Energy Procedia 4*, 3465–3471. 53

Ferry, M., M. Meghraoui, B. Delouis, et D. Giardini (2005). Evidence for Holocene palaeoseismicity along the Basel—Reinach active normal fault (Switzerland) : a seismic source for the 1356 earthquake in the Upper Rhine graben. *Geophysical Journal International 160*(2), 554–572. 31

Fialko, Y., Y. Khazan, et M. Simons (2001). Deformation due to a pressurized horizontal circular crack in an elastic half-space, with applications to volcano geodesy. *Geophysical Journal International 146*(1), 181–190. 182

Fialko, Y., L. Rivera, et H. Kanamori (2005). Estimate of differential stress in the upper crust from variations in topography and strike along the San Andreas fault. *Geophysical Journal International 160*(2), 527–532. 53

Fialko, Y. et M. Simons (2000). Deformation and seismicity in the Coso geothermal area, Inyo County, California : Observations and modeling using satellite radar interferometry. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth 105*, 21781–21793. 14, 15, 180

Frietsch, M., J. C. Groos, et J. R. Ritter (2015). Detection and delineation of a fracture zone with observation of seismic shear wave anisotropy in the Upper Rhine Graben, SW Germany. *Pure and Applied Geophysics 172*(2), 267–282. 194

Fuhrmann, T., M. C. Cuenca, A. Knöpfler, F. J. van Leijen, M. Mayer, M. Westerhaus, et B. Heck (2015a). Estimation of small surface displacements in the Upper Rhine Graben area from a combined analysis of PS-InSAR, levelling and GNSS data. *Geophysical Journal International 203*(1), 614–631. 32, 54, 88, 135, 204

Fuhrmann, T., A. Knopfler, M. Mayer, A. Schenk, M. Westerhaus, K. Zippelt, et B. Heck (2013). Towards a fusion of SAR-Interferometry, GNSS and precise levelling in the Upper Rhine Graben area, southwest Germany. In *ESA Special Publication*, Vol. 722, pp. 57. 135, 199, 201

Fuhrmann, T., A. Knöpfler, M. Mayer, A. Schenk, M. Westerhaus, K. Zippelt, et B. Heck (2015b). *An Inventory of Surface Movements in the Upper Rhine Graben Area, Southwest Germany, from SAR-Interferometry, GNSS and Precise Levelling*, pp. 1–7. Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg. 88, 135

Ge, L., E. Cheng, X. Li, et C. Rizos (2003). Quantitative subsidence monitoring : the integrated InSAR, GPS and GIS approach. In *The 6th International Symposium on Satellite Navigation Technology Including Mobil Positioning & Location Services*. 87

Ge, L., C. Rizos, S. Han, et H. Zebker (2001). Mining subsidence monitoring using the combined InSAR and GPS approach. In *Proceedings of the 10th International Symposium on Deformation Measurements*, pp. 1–10. 87

Ge, M., G. Gendt, G. Dick, F. Zhang, et C. Reigber (2005). Impact of GPS satellite antenna offsets on scale changes in global network solutions. *Geophysical research letters 32*, L06310. 56

Genter, A., K. Evans, N. Cuenot, D. Fritsch, et B. Sanjuan (2010). Contribution of the exploration of deep crystalline fractured reservoir of Soultz to the knowledge of enhanced geothermal systems (EGS). *Comptes Rendus Geoscience 342*(7), 502–516. 42, 46

Genter, A., D. Fritsch, N. Cuenot, J. Baumgärtner, et J.-J. Graff (2009). Overview of the current activities of the european EGS Soultz project : from exploration to electricity production. In *Proceedings, 34th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Standford University, Stanford, California, USA*, pp. 9–11. 42

Genter, A., X. Goerke, J.-J. Graff, N. Cuenot, G. Krall, M. Schindler, et G. Ravier (2010, April). Current status of the EGS Soultz geothermal project (France). In *World Geothermal Congress, WGC2010*. Bali, Indonesia, April, 2010. 43

Genter, A., L. Guillou-Frottier, J.-L. Feybesse, N. Nicol, C. Dezayes, et S. Schwartz (2003). Typology of potential Hot Fractured Rock resources in Europe. *Geothermics 32*(4), 701–710. 5, 6, 241

Genter, A. et H. Traineau (1996). Analysis of macroscopic fractures in granite in the HDR geothermal well EPS-1, Soultz-sous-Forêts France. *Journal of volcanology and geothermal research 72*(1), 121–141. 8, 42, 44

Gentier, S., A. Hosni, C. Dezayes, et A. Genter (2003). Projet GEFRAC : Modélisation du comportement hydro-thermo-mécanique des milieux fracturés (module 1). Rapport d'avancement. brgm open file report, rp-52702-fr. 8

Gerard, A., A. Genter, T. Kohl, P. Lutz, P. Rose, et F. Rummel (2006). The deep EGS (Enhanced Geothermal System) project at Soultz-sous-Forêts (Alsace, France). *Geothermics 35*, 473–483. 9, 241

Glowacka, E., O. Sarychikhina, et F. A. Nava (2005). Subsidence and stress change in the Cerro Prieto Geothermal Field, B. C. Mexico. *Pure and Applied Geophysics 162*, 2095–2110. 14, 17

Glowacka, E., O. Sarychikhina, F. Suarez, F. A. Nava, et R. Mellors (2010). Anthropogenic subsidence in the Mexicali Valley, Baja California, Mexico, and slip on the Saltillo fault. *Environ. Earth Sci 59*, 1515–1524. 14, 17

Gourmelen, N., F. Amelung, F. Casu, M. Manzo, et R. Lanari (2007). Mining-related ground deformation in Crescent Valley, nevada : Implications for sparse GPS networks. *Geophys. Res. Lett 34*. 53

Gourmelen, N., S. Kim, A. Shepherd, J. Park, A. Sundal, H. Björnsson, et F. Palsson (2011). Ice velocity determined using conventional and multiple-aperture InSAR. *Earth and Planetary Science Letters 307*(1), 156–160. 53

Griffiths, J. et J. R. Ray (2009). On the precision and accuracy of IGS orbits. *J. Geod 83*, 277–287. 56

Grimmer, J., J. Ritter, G. Eisbacher, et W. Fielitz (2016). The Late Variscan control on the location and asymmetry of the Upper Rhine Graben. *International Journal of Earth Sciences*, 1–27. 22, 28

Groten, E., C. Gerstenecker, et G. Hein (1979). Geodetic high-precision measurements in active tectonic areas ; example : The Rhinegraben. *Tectonophysics 52*(1), 157–165. 32

Grünthal, G. (2014). Induced seismicity related to geothermal projects versus natural tectonic earthquakes and other types of induced seismic events in Central Europe. *Geothermics 52*, 22–35. 10, 11, 242

Grünthal, G. et R. Wahlström (2012). The european-mediterranean earthquake catalogue (EMEC) for the last millennium. *J. Seismol. 16*(3), 535–570. 11, 242

Guglielmi, Y., F. Cappa, J.-P. Avouac, P. Henry, et D. Elsworth (2015). Seismicity triggered by fluid injection–induced aseismic slip. *Science 348*(6240), 1224–1226. 12, 211

Guillou-Frottier, L., C. Carré, B. Bourgine, V. Bouchot, et A. Genter (2012). Hydrothermal convection beneath an inclined basement-sediment interface : application to the Rhine Graben and its Soultz-sous-Forêts temperature anomaly. In *AGU Fall Meeting, 2012*. 42

Guillou-Frottier, L., C. Carrė, B. Bourgine, V. Bouchot, et A. Genter (2013). Structure of hydrothermal convection in the Upper Rhine Graben as inferred from corrected temperature data and basin-scale numerical models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research 256*, 29–49. 128

Gurtner, W. et L. Estey (2009). *RINEX : The Receiver Independent Exchange Format Version 3.01*. ftp://igscb.jpl.nasa.gov/igscb/data/format/. 55

Haas, I. O. et C. R. Hoffmann (1929). Temperature gradient in Pechelbronn oil-bearing region, Lower Alsace : its determination and relation to oil reserves. *AAPG Bulletin 13*(10), 1257–1273. 33, 39, 41, 243

Hammond, W. C., C. Kreemer, et G. Blewitt (2007). Exploring the relationship between geothermal resources and geodetically inferred faults slip rates in the Great Basin. *Geothermal Resources Council Transactions 31*, 391–395. 6

Hébert, R. L. et B. Ledésert (2012). Calcimetry at Soultz-sous-Forêts Enhanced Geothermal System : Relationships with fracture zones, flow pathways and reservoir chemical stimulation results. In *Geothermal Energy, Technology and Geology*. Nova Science Publischers, Inc. 8

Heimlich, C. (2012). Les surcharges océaniques en France et en Europe de l'Ouest caractérisées par GPS. *Rapport de stage de Master 2 de Sciences de la Terre, EOST-IPGS, Strasbourg, France*. 66

Heimlich, C., F. Masson, et J. P. Boy (2014, June). Surcharges océaniques dans les signaux GPS : la quête de l'extrêmement petit. *Revue XYZ 139*, 37–42. 60

Heimlich, C., F. Masson, M. Mouyen, et B. Ambroise (2013). Temporal and spatial gravity variations in the small Ringelbach research catchment in the Vosges Mountains (Soultzeren, France). In *Earth Tide Symposium 2013, Warsaw, Poland, April 15-19, 2013*. 213

Herring, T. (2014). Physical and electrical stability of GNSS monumentation. In *American Geophysical Union 2014, San Francisco, USA, 15-19 December 2014*. 109

Herring, T. A. (2003). *GLOBK : Global Kalman filter VLBI and GNS analysis program Version 10.1*. Internal Memorandum, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge. 61

Herring, T. A., R. W. King, M. A. Floyd, et S. C. McClusky (2015a). *GAMIT Reference Manual, Release 10.6*. Cambridge : Massachusetts Institute of Technology. 57, 61, 136

Herring, T. A., R. W. King, M. A. Floyd, et S. C. McClusky (2015b). *GLOBK Reference Manual, Release 10.6*. Cambridge : Massachusetts Institute of Technology. 61, 136

Hilla, S. et M. Cline (2004). Evaluating pseudorange multipath effects at stations in the National CORS Network. *GPS Solutions 7*(4), 253–267. 58

Hinderer, J., M. Calvo, Y. Abdelfettah, B. Hector, U. Riccardi, G. Ferhat, et J.-D. Bernard (2015). Monitoring of a geothermal reservoir by hybrid gravimetry ; feasibility study applied to the Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen sites in the Rhine graben. *Geothermal Energy 3*(1), 1. 88

Hinsken, S., S. M. Schmalholz, P. A. Ziegler, et A. Wetzel (2011). Thermo-tectono-stratigraphic forward modelling of the Upper Rhine graben in reference to geometric balancing : Brittle crustal extension on a highly viscous mantle. *Tectonophysics 509*(1), 1–13. 27

Hinsken, S. a. (2007). Graben-width controlling synrift sedimentation : the Paleogene southern Upper Rhine Graben as an example. *Int. J. Earth Sci. 96*, 979–1002. 27

Hirschberg, S., S. Wiemer, et P. Burgherr (2014). *Energy from the Earth : Deep Geothermal as a Resource for the Future ?* vdf Hochschulverlag AG. 7

Hofmann-Wellenhof, B., H. Lichtenegger, et E. Wasle (2008). *GNSS—Global Navigation Satellite Systems : GPS, GLONASS, Galileo, and more*. Springer. 55

Hole, J., C. Bromley, N. Stevens, et G. Wadge (2007). Subsidence in the geothermal fields of the Taupo volcanic zone, New Zealand from 1996 to 2005 measured by insar. *Journal of Volcanology and Geothermal Research 166*(3), 125–146. 14

Hooper, A. (2008). A multi-temporal InSAR method incorporating both persistent scatterer and small baseline approaches. *Geophysical Research Letters 35*, L16302. 86

Hooper, A., D. Bekaert, K. Spaans, et M. Arıkan (2012). Recent advances in sar interferometry time series analysis for measuring crustal deformation. *Tectonophysics 514*, 1–13. 53

Hooper, A., P. Segall, et H. Zebker (2007). Persistent scatterer interferometric synthetic apertur radar for crustal deformation analysis, with application to Volcan Alcedo Galapogos. *Journal of Geophysical Research 112*(B07407), 1–21. 85, 136, 180

Hooper, A., H. Zebker, P. Segall, et B. Kampes (2004). A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers. *Geophys. Res. Letters 31*(L23611), 1–5. 85

Hooper, A., H. Zebker, P. Segall, et B. Kampes (2010). *StaMPS MTI Manual*. Delf Institute of Earth Observation and Space Systems, Delf University of Technology. 85

Hooper, A. J. (2006, May). *Persistent scatterer radar interferometry for crustal deformation studies and modeling of volcanic deformation*. Ph. D. thesis, Standford University. 84, 180, 245

Horálek, J., Z. Jechumtálová, L. Dorbath, et J. Šílenỳ (2010). Source mechanisms of micro-earthquakes induced in a fluid injection experiment at the HDR site Soultz-sous-Forêts (Alsace) in 2003 and their temporal and spatial variations. *Geophysical Journal International 181*(3), 1547–1565. 10

Illies, H. et G. Greiner (1976). Regionales stress-feld und neotektonik in mitteleuropa. *Oberrhein. Geol. Abh 25*, 1–40. 135

Illies, J. (1967). An attempt to model the Rhinegraben tectonics. *Abh. Geol. L. A. Baden Württemb. 6*, 10–12. 27

Illies, J. (1972). The Rhine graben rift system : Plate tectonics and transform faulting. *Geophys. Surv. 1*, 27–60. 27

Illies, J. (1977). Ancient and recent rifting in the rhinegraben. *Geol. Mijnbouw 56*, 329–350. 26

Illies, J. (1981). Mechanism of graben formation. *Tectonophysics 73*, 249–266. 31, 32

Illies, J. et G. Greiner (1979). Holocène movements and state of stress in the Rhinegraben rift system. *Tectonophysics 52*, 349–359. 26

Ishitsuka, K., T. Tsuji, T. Matsuoka, J. Nishijima, et Y. Fujimitsu (2016). Heterogeneous surface displacement pattern at the Hatchobaru geothermal field inferred from SAR interferometry time-series. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation 44*, 95–103. 14, 15, 16, 17, 210

Jeanne, P. et al. (2014). A 3D hydrogeological and geomechanical model of an Enhanced Geothermal System at the Geysers, California. *Geothermics 51*, 240–252. 14

Jeanne, P., J. Rutqvist, P. Dobson, M. Walters, C. Hartline, et J. Garcia (2014). The impacts of mechanical stress transfers caused by hydromechanical and thermal processes on faults stability during hydraulic stimulation in a deep geothermal reservoir. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences 72*, 149–163. 12

Jebur, M. N., B. Pradhan, et M. S. Tehrany (2015). Using ALOS PALSAR derived high-resolution DInSAR to detect slow-moving landslides in tropical forest : Cameron Highlands, Malaysia. *Geomatics, Natural Hazards and Risk 6*(8), 741–759. 183

Kampes, B. et S. Usai (1999). Doris : The Delft Object-oriented Radar Interferometric Software. In *2nd international symposium on operationalization of remote sensing, Enschede, the Netherlands*, Vol. 16, pp. 20. Citeseer. 85

Kampes, B. M., R. F. Hanssen, et Z. Perski (2003). Radar interferometry with public domain tools. In *Proceedings of FRINGE*, Frascati, Italy, pp. 1–5. 85

Kim, S.-W., S. Wdowinski, F. Amelung, T. Dixon, S.-J. Won, et J.-W. Kim (2010). Measurements and predictions of subsidence induced by soil consolidation using permanent scatterer InSAR and hyperbolic model. *Geophysical Research Letters 37*, L05304. 136, 143

King, M., S. Edwards, et P. Clarke (2002). Precise point positioning : Breaking the monopoly of relative GPS processing. *Engineering Surveying Showcase*, 40–41. 61

King, M. A. et S. D. Williams (2009). Apparent stability of GPS monumentation from short-baseline time series. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 114*(B10). 58

Klemm, H., I. Quseimi, F. Novali, A. Ferretti, et A. Tamburini (2010). Monitoring horizontal and vertical surface deformation over a hydrocarbon reservoir by PSInSAR. *first break 28*(5), 29–37. 53

Knöpfler, A. (2015, January). *Korrektur stationsabhängiger Fehler bei GNSS*. Ph. D. thesis, KIT, Karlsruhe, Germany. 97

Koros, W. K. et F. Agustin (2016). Subsidence surveys at Olkaria geothermal field, Kenya. *Journal of Spatial Science*, 1–11. 14

Kreemer, C., G. Blewitt, et W. C. Hammond (2006). Using geodesy to explore correlations between crustal deformation characteristics and geothermal resources. *Geothermal Resources Council Transactions 30*, 441–446. 6

Lagache, L., A. Genter, J. Baumgaertner, N. Cuenot, T. Koelbel, P. Texier, et G. Villadangos (2013). How is evaluated acceptability of an EGS project in europe : the Soultz-Kutzenhausen geothermal project. In *European Geothermal Congress, Pisa*. 10

Le Carlier, C., J.-J. Royer, et E.-L. Flores (1994). Convective heat transfer at Soultz-sous-Forêts geothermal site : implications for oil potential. *First Break 12*, 553–560. 31, 243

Lebon, P., G. Rinck, et J. Risler (1985). Exploitation minière de Merkwiller-Pechelbronn : Note de réflexion sur les problèmes de stabilité des anciennes installations en vue de l'élaboration du POS. Technical report, Service géologique ALSACE-BRGM-Strasbourg. 40

Lehujeur, M. (2011). Etude cinématique des déformations crustales (Géodésie GPS) dans la région du Graben du Rhin - Comparaison à la sismicité instrumentale. *Rapport de stage de Master 2 de Sciences de la Terre, EOST-IPGS, Strasbourg, France*. 62

Liaghat, C., T. Villemin, et F. Jouanne (1998). Déformation verticale actuelle dans la partie sud du fossé d'Alsace (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science 327*(1), 55–60. 88

Lisowski, M. (2007). Analytical volcano deformation source models. In *Volcano Deformation*, pp. 279–304. Springer. 180

Löfgren, J. S., R. Haas, et H.-G. Scherneck (2014). Sea level time series and ocean tide analysis from multipath signals at five GPS sites in different parts of the world. *Journal of Geodynamics 80*, 66–80. 58

Lopes Cardozo, G. et J. Behrmann (2006). Kinematic analysis of the Upper Rhine Graben boundary fault system. *Journal of Structural Geology 28*, 1028–1039. 33

Lubitz, C., M. Motagh, H. U. Wetzel, et H. Kaufmann (2013). Remarkable Urban Uplift in Staufen im Breisgau, Germany : Observations from TerraSAR-X InSAR and Leveling from TerraSAR-X InSAR and leveling from 2008 to 2011. *Remote Sensing 5*, 3082–3100. 12, 13, 87

Lüschen, E. (2005). Relationship between recent heat flow and seismic properties : some notes from crustal research in Germany. *Journal of volcanology and geothermal research 148*(1), 31–45. 34

Masson, F., M. Anvari, Y. Djamour, A. Walpersdorf, F. Tavakoli, M. Daignières, H. Nankali, et S. Van Gorp (2007). Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements : new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran. *Geophysical Journal International 170*(1), 436–440. 53

Masson, F., E. Henrion, et P. Ulrich (2016). An up-to-date GNSS velocity field of the Upper Rhine Graben : an active seismic region without observed present deformations ? In *EGU General Assembly 2016*, Vol. 18. 32, 54

Massonnet, D., P. Briole, et A. Arnaud (1995). Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry. *Nature 375*(6532), 567–570. 180

Massonnet, D., T. Holzer, et H. Vadon (1997). Land subsidence caused by the East Mesa geothermal field, California, observed using SAR interferometry. *Geophysical Research Letters 24*, 901–904. 14, 15, 17

Massonnet, D., T. Holzer, et H. Vadon (1998). Correction to «Land subsidence caused by the East Mesa geothermal field, California, observed using SAR interferometry». *Geophysical Research Letters 25*(16), 3213–3213. 14

Massonnet, D., M. Rossi, C. Carmona, F. Adragna, G. Peltzer, K. Feigl, et T. Rabaute (1993). The displacement field of the landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature 364*, 138–142. 53

Maurer, V., N. Cuenot, E. Gaucher, M. Grunberg, J. Vergne, H. Wodling, M. Lehujeur, et J. Schmittbuhl (2015). Seismic monitoring of the Rittershoffen EGS project (Alsace, France). In *Proceedings World Geothermal Congress*, pp. 19–25. 46, 211

Mazzotti, S., H. Dragert, R. D. Hyndman, M. M. Miller, et J. A. Henton (2002). GPS deformation in a region of high crustal seismicity : N. Cascadia forearc. *Earth and Planetary Science Letters 198*(1), 41–48. 199

McTigue, D. F. (1987). Elastic stress and deformation near a finite spherical magma body : resolution of the point source paradox. *Journal of Geophysical Research 92*, 931–12. 181

Meghraoui, M., B. Delouis, M. Ferry, D. Giardini, P. Huggenberger, I. Spottke, et M. Granet (2001). Active normal faulting in the Upper Rhine Graben and paleoseismic identification of the 1356 Basel earthquake. *Science 293*(5537), 2070–2073. 31

Meier, L. et G. Eisenbacher (1991). Crustal kinematics and deep structure of the Northern Rhine Graben, Germany. *Tectonics 10*, 621–630. 27

Meixner, J., E. Schill, E. Gaucher, et T. Kohl (2014). Inferring the in situ stress regime in deep sediments : an example from the Bruchsal geothermal site. *Geothermal Energy 2*(1), 1. 33

Meixner, J., E. Schill, J. C. Grimmer, E. Gaucher, T. Kohl, et P. Klingler (2016). Structural control of geothermal reservoirs in extensional tectonic settings : An example from the Upper Rhine Graben. *Journal of Structural Geology 82*, 1–15. 8, 36

Ménillet, F. (2015). *Carte géologique France (1/50 000), feuille Haguenau* (2e ed.). Orléans : BRGM. 125, 130

Ménillet, F., M. Durand, A. Genter, et J. P. Party (2015). *Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Haguenau* (2e ed.), Vol. 198. Orléans : BRGM. 36, 37, 44

Michon, L. et O. Merle (2000). Crustal structures of the Rhinegraben and the Massif Central grabens : an experimental approach. *Tectonics 19*(5), 896–904. 26

Michon, L., R. T. Van Balen, O. Merle, et H. Pagnier (2003). The Cenozoic evolution of the Roer Valley Rift System integrated at a European scale. *Tectonophysics 367*(1), 101–126. 26, 27, 242

Milcent, C. (2013). Comparaison des logiciels de traitement de données GPS GAMIT/GLOBK et PPP et validation du logiciel PPP. Engineering Sciences. 61

Minářová, J. (2013). Climatology of precipitation in the Vosges mountains range area. *AUC GEOGRAPHICA 48*(2), 51–60. 60, 105

Moeck, I. S. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews 37*, 867–882. 4, 5, 36, 241

Mogi, K. (1958). Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bulletin of Earthquake Research Institute of University of Tokyo 36*, 99–134. 15, 180

Moreau, F. et O. Dauteuil (2013). Geodetic tools for hydrogeological surveys : 3d-displacements above a fractured aquifer from GPS time series. *Engineering Geology 152*, 1–9. 54

Mossop, A. et P. Segall (1997). Subsidence at the Geysers geothermal field, N. California from a comparison of GPS and leveling surveys. *Geophysical Research Letters 24*(14), 1839–1842. 14, 88, 180

Mossop, A. et P. Segall (1999). Volume strain within the Geysers geothermal field. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 104*(B12), 29113–29131. 14

Motoyama, T., S. Ehara, et H. Tajiri (1999). Observation of ground deformation at geothermal fields by gps. *Technology reports, Kyushu University 72*(6), 659–666. 14

Niell, A. (1996). Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 101*(B2), 3227–3246. 57

Nishijima, J., Y. Fujimitsu, S. Ehara, E. Kouno, et M. Yamauchi (2005, Apr). Micro-gravity monitoring and repeated GPS survey at Hatchobaru Geothermal field, Central Kyushu, Japan. In *Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 24-29 April 2005*. 14, 15, 210

Nocquet, J.-M. (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean : A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics 579*, 220–242. 32, 54

Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America 75*(4), 1135–1154. 180, 181

Oppliger, G., M. Coolbaugh, et W. Foxall (2004). Imaging structure with fluid fluxes at the Bradys geothermal field with satellite interferometric radar (InSAR) : New insights into reservoir extent and structural controls. *Geothermal Resources Council Transactions 28*, 37–40. 14

Oppliger, G., M. Coolbaugh, L. Shevenell, et J. Taranik (2005). Elucidating deep reservoir geometry and lateral outflow through 3-D elastostatic modeling of satellite radar (InSAR) observed surface deformations : an example from the Bradys geothermal field. *Geothermal Resources Council Transactions 29*, 419–424. 14

Osmanoğlu, B., T. H. Dixon, S. Wdowinski, E. Cabral-Cano, et Y. Jiang (2011). Mexico city subsidence observed with persistent scatterer InSAR. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation 13*(1), 1–12. 54

Penna, N. T., M. A. King, et M. P. Stewart (2007). Gps height time series : Short-period origins of spurious long-period signals. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 112*(B2). 59

Peters, G. (2007). *Active tectonics in the Upper Rhine Graben. Integration of paleoseismology, geomorphology and geomechanical modeling.* Ph. D. thesis, faculty of Earth and Life Sciences, Vrije Universiteit, Amsterdam. 10, 30, 32, 46, 135, 204, 243

Peters, G. et R. T. van Balen (2007). Tectonic geomorphology of the northern Upper Rhine Graben, Germany. *Global and Planetary Change 58*(1), 310–334. 46, 135

Place, J., M. Diraison, C. Naville, Y. Géraud, M. Schaming, et C. Dezayes (2010). Decoupling of deformation in the Upper Rhine Graben sediments. Seismic reflection and diffraction on 3-component Vertical Seismic Profiling (Soultz-sous-Forêts area). *Comptes Rendus Geoscience 342*(7), 575–586. 43, 244

Place, J., J. Sausse, J.-M. Marthelot, M. Diraison, Y. Géraud, et C. Naville (2011). 3-d mapping of permeable structures affecting a deep granite basement using isotropic 3C VSP data. *Geophysical Journal International 186*(1), 245–263. 43, 244

Prati, C., A. Ferretti, et D. Perissin (2010). Recent advances on surface ground deformation measurement by means of repeated space-borne SAR observations. *Journal of Geodynamics 49*, 161–170. 83

Pribnow, D. et R. Schellschmidt (2000). Thermal tracking of upper crustal fluid flow in the Rhine Graben. *Geophysical Research Letters 27*, 1957–1960. 34

Puglisi, G. et A. Bonforte (2004). Dynamics of mount Etna Volcano inferred from static and kinematic GPS measurements. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978-2012) 109*. 53

Raucoules, D., B. Bourgine, M. de Michele, G. Le Cozannet, L. Closset, C. Bremmer, H. Veldkamp, D. Tragheim, L. Bateson, M. Crosetto, M. Agudo, et M. Engdahl (2009). Validation and intercomparison of Persistent Scatterers interferometry : PSIC4 project results. *Journal of Applied Geophysics 68*, 335–347. 53

Ray, J., J. Griffiths, X. Collileux, et P. Rebischung (2013). Subseasonal gnss positioning errors. *Geophys. Res. Lett. 40*(22), 5854–5860. 59

Renard, P. et G. Courrioux (1994). Three-dimensional geometric modeling of a faulted domain : the Soultz horst example (Alsace, France). *Computers and Geosciences 20*(9), 1379–1390. 42

Ripperger, J., P. Kästli, D. Fäh, et D. Giardini (2009). Ground motion and macroseismic intensities of a seismic event related to geothermal reservoir stimulation below the city of Basel—observations and modelling. *Geophysical Journal International 179*(3), 1757–1771. 11

Ritter, J., M. Frietsch, L. Gassner, J. Groos, M. Grund, et J. Zeiss (2014, May). Mechanism of fluid-induced micro-earthquakes near Landau, Upper Rhine Graben, Germany. *In EGU General Assembly Conference Abstracts 16*, 9177. 194

Rogers, G. et H. Dragert (2003). Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone : The chatter of silent slip. *Science 300*(5627), 1942–1943. 199

Rohmer, J. et D. Raucoules (2012). On the applicability of Persistent Scatterers Interferometry (PSI) analysis for long term CO_2 storage monitoring. *Engineering Geology 147*, 137–148. 53, 87

Rosat, S., J.-P. Boy, G. Ferhat, J. Hinderer, M. Amalvict, P. Gegout, et B. Luck (2009). Analysis of a 10-year (1997–2007) record of time-varying gravity in Strasbourg using absolute and superconducting gravimeters : new results on the calibration and comparison with GPS height changes and hydrology. *Journal of Geodynamics 48*(3), 360–365. 104

Rotstein, Y., J.-B. Edel, G. Gabriel, D. Boulanger, M. Schaming, et M. Munschy (2006). Insight into the structure of the Upper Rhine Graben and its basement from a new compilation of Bouguer Gravity. *Tectonophysics 425*, 55–70. 29, 243

Roussé, S. (2006). *Architecture et dynamique des séries marines et continentales de l'Oligocène Moyen et Supérieur du Sud du Fossé Rhénan : Évolution des milieux de dépôt en contexte de rift en marge de l'avant-pays alpin.* Ph. D. thesis, Université Louis Pasteur de Strasbourg. 25, 242

Roussel, N. (2015, November). *Application of GNSS reflectometry to the study of water storage redistribution over the Earth's surface.* Theses, Universite Toulouse III Paul Sabatier. 58

Ruch, J., J. Anderssohn, T. Walter, et M. Motagh (2008). Caldera-scale inflation of the Lazufre volcanic area, South America : Evidence from InSAR. *Journal of Volcanology and Geothermal Research 174*(4), 337–344. 180

Rutqvist, J., P. F. Dobson, J. Garcia, C. Hartline, P. Jeanne, C. M. Oldenburg, D. W. Vasco, et M. Walters (2015). The northwest Geysers EGS demonstration project, California : Pre-stimulation modeling and interpretation of the stimulation. *Mathematical Geosciences 47*(1), 3–29. 12

Rutqvist, J., A. P. Rinaldi, F. Cappa, et G. J. Moridis (2013). Modeling of fault reactivation and induced seismicity during hydraulic fracturing of shale-gas reservoirs. *Journal of Petroleum Science and Engineering 107*, 31–44. 15

Saastamoinen, J. (1972). Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellite. In *The use of artificial satellites for geosdesy in Geodesy, Geophys. Monogr. Ser.*, S. W. Henriksen, A. Mancini, et B. H. Chovitz (Eds.), Vol. 15, AGU, Washington, D.C., pp. 247–251. 57

Sanjuan, B., R. Millot, C. Dezayes, et M. Brach (2010). Main characteristics of the deep geothermal brine (5 km) at Soultz-sous-Forêts (France) determined using geochemical and tracer test data. *C. R. Geoscience 342.*, 546–559. 31, 243

Sanjuan, B., R. Millot, C. Innocent, C. Dezayes, J. Scheiber, et M. Brach (2016). Major geochemical characteristics of geothermal brines from the Upper Rhine Graben granitic basement with constraints on temperature and circulation. *Chemical Geology 428*, 27–47. 31, 34, 49, 243

Sarychikhina, O., E. Glowacka, R. Mellors, et F. S. Vidal (2011). Land subsidence in the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, from 1994 to 2005 : An integrated analysis of DInSAR, leveling and geological data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research 204*(1), 76–90. 14, 15

Schellschmidt, R. et R. Schulz (1992). Hydrogeothermic studies in the hot dry rock project at Soultz-sous-Forêts. *Geothermal Science & Technology 1*, 217–238. 36

Schenewerk, M. S., T. M. Vandam, et R. S. Nerem (1999). Seasonal motion in the Annapolis, Maryland GPS monument. *GPS Solutions 2*(3), 41–49. 58

Schindler, M., J. Baumgärtner, T. Gandy, P. Hauffe, T. Hettkamp, H. Menzel, P. Penzkofer, D. Teza, T. Tischner, et G. Wahl (2010, April). Successful hydraulic stimulation techniques for electric Power production in the Upper Rhine Graben, Central Europe. In *Proceedings World Geothermal Congress*, pp. 25–29. 8, 44, 244

Schmittbuhl, J., O. Lengliné, F. Cornet, N. Cuenot, et A. Genter (2014). Induced seismicity in EGS reservoir : the creep route. *Geothermal Energy 2*(1), 1–13. 12, 211

Schumacher, M. E. (2002). Upper Rhine Graben : role of preexisting structures during rift evolution. *Tectonics 21*(1), 1006. 23, 26, 27, 28, 242

Schwarz, M. et A. Henk (2005). Evolution and structure of the Upper Rhine Graben : insights from three-dimensional thermomechanical modelling. *Int. J. Earth Sci. 94*, 732–750. 26, 27

Segall (2009). *Earthquake and volcano deformation*. Princeton : Princeton University Press. 181, 182

Segall, P., J.-R. Grasso, et A. Mossop (1994). Poroelastic stressing and induced seismicity near the Lacq gas field, southwestern France. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth 99*(B8), 15423–15438. 88

Shapiro, S. A., O. S. Krüger, C. Dinske, et C. Langenbruch (2011). Magnitudes of induced earthquakes and geometric scales of fluid-stimulated rock volumes. *Geophysics 76*(6), WC55–WC63. 10

Shirzaei, M. et T. R. Walter (2009). Randomly iterated search and statistical competency as powerful inversion tools for deformation source modeling : Application to volcano interometric synthetic aperture radar data. *Journal of geophysical research 114*, B10401. 182

Sidorov, D. et F. N. Teferle (2014, October). Impact of station GNSS antenna phase centre calibrations on satellite orbits and station coordinates : Preliminary results. In *IAG Commission 1 Symposium 2012 : Reference Frames for Applications in Geosciences*. Luxembourg, Kirchberg. 57

Sigmundsson, F., H. Vadon, et D. Massonnet (1997). Readjustment of the Krafla spreading segment to crustal rifting measured by satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters 24*(15), 1843–1846. 180

Sousa, J. J., A. M. Ruiz, R. F. Hanssen, L. Bastos, A. J. Gil, J. Galindo-Zaldívar, et C. S. de Galdeano (2010). PS-InSAR processing methodologies in the detection of field surface deformation—study of the Granada basin (Central Betic Cordilleras, southern Spain). *Journal of Geodynamics 49*(3), 181–189. 85

Soyk, D. (2015). *Diagenesis and reservoir quality of the Lower and Middle Buntsandstein (Lower Triassic), SW Germany*. Ph. D. thesis, Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg. 39

Spaans, K. et A. J. Hooper (2014). Improving volcano monitoring through rapid, automatic InSAR processing. In *AGU 2014, San Francisco, USA, 15-19 December 2014*. 209

Stadler, A.-M. et J. Harrowfield (2011). Places and chemistry : Strasbourg—a chemical crucible seen through historical personalities. *Chemical Society Reviews 40*(5), 2061–2108. 40

Van Dam, T. et J. Wahr (1998). Modeling environment loading effects : a review. *Physics and Chemistry of the Earth 23*(9), 1077–1087. 59

Vasco, D., J. Rutqvist, A. Ferretti, A. Rucci, F. Bellotti, P. Dobson, C. Oldenburg, J. Garcia, M. Walters, et C. Hartline (2013). Monitoring deformation at the Geysers Geothermal Field, California using C-band and X-band interferometric synthetic aperture radar. *Geophysical Research Letters 40*(11), 2567–2572. 14, 15, 17, 83

Vasco, D. W., K. Karasaki, et O. Nakagome (2002). Monitoring production using surface deformation : the Hijiori test site and the Okuaizu geothermal field, Japan. *Geothermics 31*(3), 303–342. 14, 17

Vial, A. (2000). Ancienne exploitation pétrolière de Pechelbronn. Analyses historiques du terril Clémenceau (Communes de Preuschdorf et de Merkwiller-Pechelbronn, Bas-Rhin). Rap. BRGM-RP-50383-FR, 16 pages, 2 figures, 3 annexes. 40, 127

Vidal, J., A. Genter, P. Duringer, et J. Schmittbuhl (2015). Natural permeability in fractured triassic sediments of the Upper Rhine Graben from deep geothermal boreholes. In *World Geothermal Congress*, Melbourne, Australia, 19-25 April 2015. 44

Vidal, J., A. Genter, et J. Schmittbuhl (2016). Pre-and post-stimulation characterization of geothermal well GRT-1, Rittershoffen, France : insights from acoustic image logs of hard fractured rock. *Geophysical Journal International 206*(2), 845–860. 8

Villemin, T., F. Alvarez, et J. Angelier (1986). The Rhinegraben : extension, subsidence and shoulder uplift. *Tectonophysics 128*, 47–59. 27

Villemin, T. et F. Bergerat (1987). L'évolution structurale du fossé rhénan au cours du cénozoique, un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension. *Bull. Soc. Géol. France 8*(III), 245–255. 26

Weber, J., B. Ganz, R. Schellschmidt, B. Sanner, et R. Schulz (2015, April). *Geothermal Energy use in Germany*. Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia. 49

Wessel, P. et W. H. F. Smith (1991). Free software helps map and display data. *Eos, Transactions American Geophysical Union 72*(41), 441–446. 90

Wirth, E. (1962). Die Erdöllagerstätten Badens. *Abh. geol 4*(5), 63–80. 28

Yahara, T. et H. Tokita (2010). Sustainability of the Hatchobaru geothermal field, Japan. *Geothermics 39*(4), 382–390. 15, 16

Yan, H., W. Chen, Y. Zhu, W. Zhang, et M. Zhong (2009). Contributions of thermal expansion of monuments and nearby bedrock to observed GPS height changes. *Geophysical research letters 36*(L13301), 1–5. 58

Yang, X. M., P. M. Davis, et J. H. Dietrich (1988). Deformation from inflation of a dipping finite prolate spheroid in a elastic half-space as a model for volcanic stressing. *Journal of Geophysical Research 93*, 4249–4257. 180

Ziegler, P. A. (1990). *Geological Atlas of Western and Central Europe* (2nd Ed ed.). Shell Int. Pett. Mij. 5, 22

Ziegler, P. A. (1992). European cenozoic rift system. *Tectonophysics 208*(1), 91–111. 5, 22, 26

Table des figures

1.1 Schéma d'un exemple de système géothermal avec circulation naturelle de fluides (source : Dickson et Fanelli, 2004). Le schéma reproduit la circulation de l'eau géothermale depuis son arrivée dans le système sous forme météorique, sa circulation dans des formations chaudes qui lui transmettent la chaleur puis son extraction soit naturelle, soit par l'intermédiaire de l'homme, dans une centrale. Dans ce schéma, la source de chaleur est liée à l'intrusion magmatique, mais le schéma est également valable en d'autres contextes comme dans le Fossé rhénan o la source de chaleur est liée à l'amincissement de la croûte 4

1.2 Localisation des principaux sites de géothermie à l'échelle mondiale et leur classement selon l'origine géologique et tectonique de la source de chaleur géothermale (source : Moeck, 2014). 5

1.3 Carte des températures extrapolées à 5 km de profondeur avec la localisation des principaux sites potentiels ou avérés de géothermie profonde. Les ellipses vertes représentent les zones où l'anomalie de température est confirmée, corrigée par rapport au fond de carte, ou déduite ; les ellipses vertes barrées, celles où la confirmation est partielle ; les ellipses noires barrées en croix, les zones d'intérêt faible en géothermie ou zone où la température n'est pas confirmée ; les rectangles représentent des zones à étudier plus en détail (source : Genter et al., 2003). 6

1.4 Valeur de la déformation en transtension de la région des Grands Bassins au Nevada obtenue à partir de mesures GPS selon Blewitt et al. (2005). La déformation en transtension est représentée en couleur chaude et en valeur positive, la transpression, en valeurs négatives. Les étoiles noires localisent les sites de géothermie dont la source est considérée comme non-magmatique. 7

1.5 Schéma d'un système géothermal EGS en doublet à Soultz avec le puits GPK2 en producteur et le puits GPK1 en ré-injection (source : Gerard et al., 2006)). 9

1.6 Sismicité en Europe centrale entre 1000 AD et 2011 d'après le catalogue EMEC (Grünthal et Wahlström, 2012). Les cercles blancs représentent la sismicité naturelle à partir de la magnitude M≥ 2.5 ; les cercles colorés, la sismicité induite de magnitude M≥ 2.0. En rouge, pour la géothermie ; en brun, pour les mines de charbon ; en rose, pour les mines de sels et de potasse ; en jaune, pour l'exploitations d'hydrocarbures ; en orange, pour les mines d'or ; en bleu marine, par les réservoirs artificiels d'eau ; en bleu clair, par les précipitations pluvieuses dans les formations karstiques (source : Grünthal, 2014) 11

2.1 Ancien puits de pétrole 21

2.2 Carte de l'ECRIS et des principales structures tectoniques. Zones grises, rifts (URG, Upper Rhine Graben ; LRG, Lower Rhine Graben ; BG, Bresse Graben ; RG, Rhône Graben ; LG, Limagne Graben ; EG, Eger Graben) ; zones noires, zones volcaniques (VB, Volgelsberg Volcano) ; motif en croix, massifs varisques ; BTZ, Burgundy Transform Zone (source : Schumacher, 2002) 23

2.3 Schéma du Fossé rhénan supérieur avec les principales structures tectoniques et la localisation des coupes sismiques ECORS-DEKORP nord et sud (courbes en pointillés gras) présentées en figure 2.4. Le trait pointillé marque la séparation de la zone saxo-thuringienne au nord de la zone moldanubienne au sud par la zone de failles Lalaye-Lubine-Baden-Baden (LLBB). Le remplissage sédimentaire cénozoïque du Fossé (zone colorée) est bordé par les failles rhénanes occidentale et orientale. La zone d'étude se situe au nord de Haguenau, entre Soultz-sous-Forêts et Landau (points rouges) (d'après Dezayes, 1995; Dezayes et al., 2010) 24

2.4 Interprétation des profils sismiques de la campagne ECORS à travers le Fossé rhénan supérieur. Les profils sont positionnés sur la figure 2.3. En haut (A), coupe W-E au nord du Fossé rhénan ; en bas (B), coupe NW-SE de la partie sud du Fossé rhénan (source : Roussé (2006) d'après Brun et al. (1992)). 25

2.5 Table stratigraphique de la sédimentation Cénozoïque pour le Fossé rhénan supérieur, du bassin de Mayence au Jura (à gauche) selon Berger (1996) et modèle cinématique selon les différentes phases de l'évolution du Fossé rhénan (colonne A) d'après Schumacher (2002). A droite, interprétation de l'évolution du champ de contrainte avec le temps, selon Schumacher (2002) (colonne B) et selon Michon et al. (2003) (colonne C). Flèches noires, $\sigma 1$; grisées, $\sigma 2$; blanches, $\sigma 3$ (source : Buchmann, 2008). 27

2.6 Carte du Fossé rhénan (URG) selon Rotstein et al. (2006). a) Localisation de l'URG. b) carte de l'épaisseur des dépôts sédimentaires tertiaires avec la localisation de Soultz et Landau 29

2.7 Carte structurale du Fossé rhénan avec marquage des failles actives (segments avec traits gras noirs). Les segments de failles à glissement asismique sont signalés par un "A" (source : Peters, 2007). 30

2.8 Coupe géologique simplifiée Nord-Ouest à Sud-Est à travers le Fossé rhénan et au niveau du horst de Soultz. Les lignes verticales sont les projections des puits géothermiques de Soultz-sous-Forêts. Sont également projetés sur cet axe les puits des sites de géothermie de Landau, Insheim, Bruchsal et Cronenbourg. Les flèches indiquent le sens de circulation des fluides géothermaux (source : Sanjuan et al. (2016) d'après Le Carlier et al. (1994) et Sanjuan et al. (2010)) 31

2.9 (Buchmann et Connolly, 2007) 33

2.10 Profondeur du Moho (km) dans le Fossé rhénan (entre Bâle, au sud et Francfort, au nord) avec la localisation du site géothermal de Soultz. Les isolignes sont espacées d'1 km. (source : Buchmann et Connolly, 2007) 34

2.11 Température (°C) à 1 km de profondeur dans le Fossé rhénan (entre Bâle, au sud et Francfort, au nord). Étoiles, localisation des puits d'où sont issues les mesures ; lignes, failles majeures ; lignes discontinues, profondeur du Moho (km) ; cercles blancs, pourcentage d'Hélium dans le manteau. L'anomalie de température principale est située au niveau des sites de géothermie de Soultz-sous-Forêts et de Rittershoffen. L'anomalie au nord est située au niveau de Landau (source : Clauser et al., 2002). 35

2.12 Carte géologique de la zone d'étude (d'après les données de GeORG). 37

2.13 Image optique Google de la zone française couverte par le suivi géodésique. Les cercles rouges localisent les deux sites de géothermie profonde. 38

2.14 Isolignes de l'anomalie de température à 400 mètres de profondeur par Haas et Hoffmann (1929). Motif à rayures, villages ; motifs à points, champs pétroliers ; ligne en pointillées, failles ; ligne en tiret, faille rhénane ouest. 39

2.15 Détail de l'anomalie de température (°C) à 800 m de profondeur entre Soultz-sous-Forêts et Kutzenhausen. Lignes noires, failles principales, faille de Kutzenhausen à gauche, faille de Soultz à droite ; cercles noirs, localisation des forages ; zones hachurées, villages (source : Clauser et al., 2002). 41

2.16 Interprétation sismique d'après Place et al. (2010, 2011) selon un profil est-ouest au niveau de Soultz. Le puits GPK1 intersecte la faille de Soultz et s'enracine dans le horst de Soultz en profondeur. 43

2.17 Localisation des 5 puits de Soultz par projection verticale de la trajectoire horizontale des puits (source : Dezayes et al., 2005). . 43

2.18 Coupes géologique NO-SE (à gauche) et N-S (à droite) des puits de Soultz. (source : Schindler et al., 2010). 44

2.19 Coupes géologiques de Landau (d'après : GeORG, http://www.geopotenziale.eu). Les coupes 1, 2 et 3 sont des coupes ouest-est, la coupe 3 passe aux environs des puits de géothermie (entre le kilomètre 8 et 9). 47

2.20 Localisation des forages dans les environs de Landau sur fond de carte géologique (d'après : GeORG, http://www.geopotenziale.eu). Les couleurs indiquent les profondeurs. Le site de géothermie de Landau est au sud de la ville, les puits correspondent au point bleu. Le forage de la centrale géothermale d'Insheim est également indiqué en bleu au niveau du village d'Insheim au sud de Landau. Les puits de pétrole sont à des profondeurs comprises entre 500 m et 1800 m (couleurs rouge et mauve). Ils se situent essentiellement au nord et à l'est de Landau. 48

3.1 Schéma de propagation d'une onde d'amplitude a et de longueur d'onde λ. Le calcul du déplacement se fait à partir de l'écart Δr entre les deux ondes. 53

3.2 Schéma explicatif des trajets multiples (source : Elósegui et al., 1995). Flèche noire, trajet d'une onde directe ; S1-S2, trajet d'une onde réfléchie. 59

3.3 Série temporelle de la station SEUR pour ses trois composantes (nord, est, vertical) avant et après correction du saut pour le calcul de la RMS. Points noirs, estimations journalières ; barres verticales, barres d'erreurs ; courbe rouge, fonction de détection des sauts ; courbe jaune, modélisation de la variation annuelle ; ligne verte, indication de changement de matériel ; ligne noire discontinue, point d'application de la correction due sauts. 63

3.4 Comparaison des séries temporelles de WTZR avant (courbe bleue à gauche) et après la correction du saut (courbe rose à gauche). Les trois composantes sont présentées de bas en haut dans l'ordre suivant : la composante nord, la composante est et la composante verticale. A droite, résidus entre les deux traitements. 64

3.5 Comparaison des séries temporelles de ENTZ (a) et de ERCK (b) avant (courbe bleue à gauche) et après la correction du saut (courbe rose à gauche) à WTZR. Les trois composantes sont présentées de bas en haut dans l'ordre suivant : la composante nord, la composante est et la composante verticale. A droite, résidus entre les deux traitements. 65
3.6 Cartes de réseaux GNSS (triangles rouges) et des stations d'observation (triangles bleus) 67
3.7 Photographies du dispositif expérimental sur le toit de l'EOST (Christine Heimlich) 70
3.8 Série temporelle de la station d'expérimentation. Les composantes horizontales (a) sont corrigées de la tendance. 71
3.9 Expérimentation 1 73
3.10 Série temporelle du déplacement vertical (mm) de la 2^{e} expérimentation verticale contrôlée. Points noirs, résultats GPS ; points rouges, déplacement manuel de l'antenne mesuré *in situ*. 75
3.11 Expérimentation 3 76
3.12 Série temporelle du déplacement vertical (mm) de la 4^{e} expérimentation verticale contrôlée. Points noirs, résultats GPS ; ligne verte, régression linéaire du déplacement GPS ; points rouges, déplacement manuel de l'antenne mesuré *in situ* ; ligne rouge, régression linéaire du déplacement manuel, la tendance par régression linéaire est de 10,7 mm/an. La tendance par régression linéaire de la mesure GPS est de 5,6 mm/an. 77
3.13 Variation des déplacements journaliers moyens des multi-trajets (m). 78
3.14 Série temporelle du déplacement vertical (mm) entre la station d'expérimentation et la station permanente STJ9. Points noirs, solutions journalières GPS ; traits bleus, SD ; points rouges, déplacement vertical de l'antenne. 80
3.15 Représentation du satellite TerraSAR-X. En haut, panneaux solaires ; en bas, antenne SAR (source : http://www.dlr.de). . . . 81
3.16 Calendrier des missions satellites SAR passées, présentes et à venir (source : site de l'UNAVCO, www.unavco.org). 82
3.17 Schéma de la géométrie entre deux acquisitions satellitaires SAR, le satellite maître m et le satellite esclave s (dans le rectangle agrandi). L'orbite des satellites est perpendiculaire au plan de la feuille. En rouge, la distance r (*range*) et la variation de distance Δr selon l'angle de la ligne de visée (LOS), d'inclinaison θ par rapport à la verticale. En vert, la ligne de base entre les deux satellite, en noir, la ligne de base perpendiculaire entre les deux satellites (source : Hooper, 2006). 84
3.18 Amplitude (a) et phase (b) d'une image SAR et un exemple d'interférogramme (c) à partir d'images SAR acquises sur Strasbourg. 85

3.19 Images SAR sur l'ensemble de la zone couverte par l'acquisition. Les images sont orientées géographiquement avec un décalage de 12° par rapport au nord. 86

4.1 Localisation de la zone d'étude. Ligne grise large, tracé de l'acquisition SAR en track descendante ; ligne grise fine, zone traitée dans ce chapitre 92
4.2 Lignes de base temporelle (en abscisse) et spatiale (en ordonnée) entre les 70 images SAR traitées. Cercle rouge, image SAR maître ; cercles bleus, images SAR esclaves ; lignes vertes, interférogrammes 94
4.3 Réseau des 6 stations GNSS du suivi des sites de géothermie de Soultz (GEIE) et de Rittershoffen (ECOGI). Lignes roses, lignes de base entre les sites ; fond de carte, image optique Google. . . . 95
4.4 Photographies des stations RITT, ECOG et STUN 96
4.5 Photographies des stations du site de Soultz-sous-Forêts (C. Heimlich) 97
4.6 Représentation de l'acquisition du signal GNSS par rapport à l'azimut et à l'élévation des satellites émetteurs vu par la station RITT le 11 janvier 2014. Chaque cercle correspond à 4 heures de mesures. Dans chaque cercle, la position de l'antenne est représentée par le rectangle rouge. Lignes rouges, orbites des satellites ; lignes noires, RMS du signal GNSS de chaque satellite ; lignes bleues, orbites des satellites non enregistrés. 98
4.7 Séries temporelles (N, E, U) des stations ZIMM (a) et SJDV (b) avec correction de la tendance. Points noirs, solution journalière ; barres roses, SD 101
4.8 Série temporelle des variations en ligne de base. La ligne de base la plus grande est en (a), la plus petite en (c). 102
4.9 Série temporelle des variations en ligne de base pour la composante verticale 103
4.10 Série temporelle de la ligne de base verticale entre HATN et GPK1. On observe des oscillations, notamment entre octobre 2014 et janvier 2015. 104
4.11 Comparaison des variations GPS et de la surcharge continentale atmosphérique. Les points représentent les données, les lignes sont des moyennes des données ; en bleu, modèle de surcharge ; en vert, résultats GPS. 106
4.12 Série temporelle des déplacements verticaux des stations GPS des sites de géothermie 107
4.13 Série temporelle de la ligne de base nord entre STUN et ECOG . 108
4.14 Série temporelle de la ligne de base nord entre STUN et RITT . . 109
4.15 Série temporelle de la ligne de base nord entre STUN et GPK1 . . 109
4.16 Séries temporelles des déplacements N, E, U corrigés de la tendance.111

4.17 Comparaisons entre les déplacements de WTZR corrigés de la tendance (en vert) et les déplacements liés à la surcharge atmosphérique (en bleu). Les courbes sont des valeurs moyennées des points. 112
4.18 Comparaison des déplacements verticaux de la station GPK1 avec le modèle de surcharge atmosphérique. Courbe noire, mesures GPS moyennées ; points noirs, mesures GPS journalières ; points bleus, modèle de surcharge ; courbe rouge, moyenne inversée des déplacements issus du modèle. 113
4.19 Série temporelle de la ligne de base entre GPK1 et GPK2 114
4.20 Série temporelle de la ligne de base entre GPK2 et ECOG Le saut entre le 4 février 2016 et le 30 mars 2016 apparait distinctement. . 114
4.21 Série temporelle de la ligne de base entre ECOG et HATN. 115
4.22 Série temporelle de la station ECOG corrigé des tendances. 115
4.23 Exemples d'interférogrammes 117
4.24 Correction de l'effet orbital (rad). L'effet varie entre -5,6 et 5,5 rad. 118
4.25 Carte de la vitesse moyenne (mm/an). 119
4.26 Incertitudes du calcul de la vitesse (mm/an). 120
4.27 Carte de la vitesse moyenne (mm/an) avec le fond de carte en amplitude des images SAR. L'échelle de la vitesse est identique à celle de la carte figure 4.25, la vitesse moyenne LOS est comprise entre 3,6 (bleu) et -4,0 (rouge) mm/an. 121
4.28 Agrandissement de la carte de vitesse moyenne (mm/an) de la figure 4.27 entre Kutzenhausen et Rittershoffen, avec la localisation des sites de Soultz (GPK1 et GPK2) et de Rittershoffen. La vitesse moyenne LOS est comprise entre 3,6 (bleu) et -4,0 (rouge) mm/an. 122
4.29 Série temporelle des déplacements LOS (mm) du site de Rittershoffen 122
4.30 Séries temporelles des déplacements LOS (mm) des sites de Soultz 123
4.31 Vitesse moyenne au niveau de Surbourg. L'échelle se situe entre -4,0 mm/an (bleu) et +3,6 mm/an (rouge). Fond de carte à partir d'images SAR en amplitude. Le village se situe aux coordonnées 48,90°N et 7,83°E (figure 4.25) 124
4.32 Déplacement LOS (mm) de la petite zone 1, la courbe noire représente la moyenne des déplacements sur un rayon de 50 m. En haut, lignes de bases perpendiculaires pour chaque image. 125
4.33 Interférogramme centré sur Surbourg 125
4.34 Séries temporelles relatives entre deux zones de Surbourg 126
4.35 Vitesse moyenne au niveau de Merkwiller-Pechelbronn. L'échelle des vitesses se situe entre -4,0 mm/an (bleu) et +3,6 mm/an (rouge). Fond de carte à partir d'images SAR en amplitude. . . . 127
4.36 Localisation des principales failles entre Pechelbronn et Soultz-sous-Forêts 128

4.37 Vitesse moyenne au niveau de Wissembourg. L'échelle se situe entre -4,0 mm/an (bleu) et +3,6 mm/an (rouge). Fond de carte à partir d'images SAR en amplitude. 129

5.1 Localisation schématique des diverses exploitations du sous-sol à Landau et leur profondeur associée sur fond d'image optique Google. La centrale se situe au sud. En rouge, la projection en surface du puits de production ; en bleu, celle du puits de ré-injection. La zone grisée schématise les réservoirs pétroliers ; les triangles gris, les puits de pétrole (représentation non exhaustive). La nappe phréatique se situe à l'est (zone bleue). 134
5.2 Image optique Google de la centrale et de ses environs. La ligne rouge rejoint les endroits où j'ai vu des dommages *in situ*, son azimut est de N144°E. Les ellipses représentent les zones de fissures illustrées dans les figures suivantes. 137
5.3 Photographies des déformations observées au sud de Landau à proximité de la centrale (auteurs : Ville de Landau toutes sauf a1 (http://bi-energie.jimdo.com/geothermie/gkw-landau/) & b1, b3 (Christine Heimlich)) 138
5.4 Photographies de repères de nivellement à Landau (Christine Heimlich) 139
5.5 Carte des points de mesures de nivellement (points rouges), de GNSS (points bleus), de la station permanente GNSS LAND (grand point bleu) et des PSI issus du dernier traitement InSAR, réalisé avec StaMPS (points verts). L'origine des axes se situe au niveau des puits de la centrale de géothermie. 140
5.6 Calendrier des mesures géodésiques (en abscisse) et lignes de base perpendiculaire des données SAR (en ordonnée). Points rouges, données de nivellement ; points noirs, données GNSS. Les petits points noirs sont les dates d'acquisition de la première mesure et les cercles plus larges sont les mesures répétées. Cercles bleus, données SAR. Les lignes vertes représentent les interférogrammes du calcul final de la solution PSI présenté en section 5.4. 141
5.7 Déplacements verticaux (mm) par nivellement entre 1993 et 2011 (disques). Le fond de carte représente la localisation des données PSI issues du calcul StaMPS. La centrale de Landau se situe à l'origine des axes. 142
5.8 Effets des orbites dans les résultats PSI relativement à l'acquisition du 3 juin 2014. Échelle en radian entre -10,7 rad (rouge) et 9,7 rad (bleu) 157
5.9 Carte de vitesse pour un traitement entre le 24 janvier 2013 et le 9 janvier 2015. L'échelle de couleur est comprise entre -4,7 et 15,5 mm/an en LOS. La zone couverte est de 30 km x 25 km. 158

5.10 Écart-type (mm/an) pour le calcul de vitesse du traitement présenté figure 5.9. L'échelle de couleur est comprise entre 0,2 et 2,7 mm/an. 159
5.11 Écart-type (mm/an) pour le calcul de vitesse du traitement 2. Zoom sur la zone d'étude. L'échelle de couleur est comprise entre 0,2 et 2,7 mm/an. 160
5.12 Carte de vitesse pour un traitement entre le 5 mai 2012 et le 13 octobre 2014. Les sauts de phase persistent dans la zone proximale de la centrale (à partir de la zone en bleu clair). La vitesse moyenne est comprise entre -2,9 mm/an et 9,4 mm/an en LOS avec les sauts de phase non corrigés. 161
5.13 Carte de la vitesse moyenne (mm/an) entre janvier 2013 et janvier 2015 (vue rapprochée de la figure 5.9). Les courbes délimitent les zones identifiées dans le texte. La centrale de géothermie se trouve à l'intérieur du cercle blanc. 162
5.14 Exemples d'interférogrammes où apparait le déplacement au nord de Landau. 163
5.15 Déplacements (cm) en LOS pour les deux principales phases de déplacements, avant et après l'arrêt de la centrale de géothermie. a) Déplacement avant l'arrêt de la centrale, entre le 4 mai 2013 et le 18 mars 2014. b) déplacement après l'arrêt de la centrale, entre le 18 mars 2014 et le 9 janvier 2015. Les lignes noires représentent les profiles présentés figure 5.16 et 5.17. Les astérisques situent les points des séries temporelles et le cercle, la station permanente GNSS. 164
5.16 Déplacements en LOS (cm) le long d'un tracé partant de la centrale de géothermie selon les dates choisies en encart. Les étoiles noires situent le point de jonction entre chaque tracé et le tracé C. Les tracés sont situés sur la figure 5.15 165
5.17 Déplacements en LOS (cm) le long du tracé ouest-est (km). Les étoiles noires situent le point de jonction avec les profils A et B. La distance la plus courte à la centrale se situe entre ces deux points (à la position 1,29 km sur l'axe), elle est de 632 m. Le tracés est situé sur la figure 5.15 166
5.18 Séries temporelles PSI des points des profils A et B, déplacement en LOS (mm) 167
5.19 Exemples d'interférogrammes avec de petites lignes de base où apparaissent les anomalies au nord et au sud. L'anomalie au sud, au niveau de la centrale a une forme allongée. 167
5.20 Interférogrammes selon l'acquisition SAR en track descendante (inversion horizontale). 168

5.21 Superposition des séries temporelles des mesures de nivellement. La distance au puits de ré-injection de la centrale de géothermie est reportée sur certaines séries temporelles. 170

5.22 Série temporelle des déplacements en LOS (en mm) pour les résultats PSI (points verts) et les résultats de nivellement (points rouges). 172

5.23 Série temporelle des déplacements en LOS (en mm) pour les résultats PSI (points noirs et verts) et les résultats de nivellement (points rouges). Points noirs, mesures PSI sans correction ; points verts, interprétation finale du déplacement. Les corrections pour les positions 10, 32, 21, 12 et 19 sont des propositions de correction, notamment pour les sites 12 et 19 qui proposent deux interprétations différentes. La ligne verticale bleue indique la date d'arrêt de la centrale. 173

5.24 Série temporelle de la station permanente LAND de 2004 à 2013 pour les trois composantes (voir figure 5.5 pour la localisation de la station). À gauche, les trois composantes (nord, est, verticale) sans correction de la tendance ; à droite, avec correction de la pente 174

5.25 Séries temporelles de la station GNSS LAND de 2012 à 2014 (voir figure 5.5 pour la localisation de la station). Points noirs, solution journalière ; barres roses, écart-type ; trait vertical bleu, date d'arrêt de la centrale. 175

5.26 Superposition des séries temporelles de la station GNSS permanente. Rouge, composante nord ; rose, composante est ; bleu, composante verticale. Points rose et rouge, séries temporelles des composantes horizontales non corrigées de la tendance ; Trait continu rouge et rose, avec correction de la tendance. 176

5.27 Série temporelle des déplacements en LOS (en mm) pour les résultats PSI (points rouges) et les résultats GNSS (courbe noire). Les résultats GNSS sont la valeur moyenne des déplacements convertis en LOS et corrigés de la tendance tectonique horizontale. 178

5.28 Horizontal displacements (black vectors, in cm). Vertical displacement (cm) measured by levelling (circle) ; LOS displacement (cm) measured by PSI (dots). 179

5.29 Géométrie de la source pour le modèle Mogi 181

5.30 Géométrie de la modélisation Okada pour un plan horizontal . . . 182

5.31 Déplacement (cm) suivant la distance à la centrale des résultats PSI. Points verts, résultats PS avec saut de phase ; étoiles rouges, mesures de nivellement ; lignes noirs, modélisation du déplacement vertical pour 5 modèles différents ; points de couleur, résultats PSI corrigés des sauts de phase selon les différents modèles. Les modèles représentés sont des modélisation Mogi dont la source est à une profondeur variable qui est de 150 (bleu), 175 (rouge), 200 (jaune), 250 (mauve), 400 m (vert), pour une variation respective de volume de -12000, -14000, -14000, -15000, -18000 m^3 184
5.32 Comparison between PSI results (left) and modelling (rigth) for the period between July 2013 and mid March 2014. Background, PSI displacement (cm) ; arrows, horizontal displacements. Left, black arrows, measured horizontal displacement ; red arrows, modelled horizontal displacement. Rigth, black arrows, modelled horizontal displacement ; large rectangle, Okada main fault location ; little rectangle, secondary Okada fault ; red star, location of Mogi point source model. 187
5.33 Comparison between the modelling and the results on profiles A, B and C (figure 5.16 & 5.17) in LOS displacement (cm) for the period between July 2013 and mid-March 2014. Black, PSI results ; blue, Okada large scale model ; red, combination of the Okada and Mogi models. 189
5.34 Matrix of coefficient of determination for increasing time period from March 2014. X-axis, deepness (m) ; y-axis, variation of volume (m3) 190
5.35 Matrix of coefficient of determination (2) 191
5.36 Comparison between results and modelling with Mogi simple source model at 200 m depth and for a variation of volume of -20,000 m3 for the period between March 2014 and January 2015 for PSI ; between March 2014 and March 2015 for levelling and GNSS results. a) Mogi model displacement ; b) Residuals between the results and the modelling. 192
5.37 Modelling of the subsidence phase between March 2014 and January 2015 193
5.38 Faults at tertiary basement level of the Landau formation (adapted from Georg : http://www.geopotenziale.org) ; background, mean velocity map of PSI results. 196
5.39 Stress change with depth for a fluid pressure of 70 bars (blue line) and for the vertical stress (red line) in a sedimentary layer of 2,500 kg/m^3 197
5.40 Série temporelle de la station GNSS LAND entre 2012 et 2014. Trait continu, date d'arrêt de la centrale ; traits discontinus, microsismicité 200

5.41 Série temporelle de la station GNSS LAND. Mesure verticale du déplacement (mm) entre janvier 2012 et juillet 2014. Trait continu, date d'arrêt de la centrale ; traits discontinus, micro-sismicité . . . 201
5.42 Carte de la vitesse LOS moyenne. Trait pointillé noir, limite de déplacements observés par InSAR. 201
5.43 Carte de la vitesse moyenne entre le 24 janvier 2013 et le 9 janvier 2015. L'échelle de couleur est comprise entre -4,7 et 15,5 mm/an en LOS. Trait noir, limite de déplacements observés par InSAR. . 202

M.1 Interférogrammes selon l'acquisition SAR en track descendante (inversion horizontale pour la présentation). 330

Liste des tableaux

2.1 Tableau des caractéristiques des sites de production. La profondeur est la profondeur verticale (TVD) sauf pour Insheim où il s'agit de la longueur. 49

3.1 Caractéristiques du signal GPS 55
3.2 Écarts relatifs des positions des stations entre les deux traitements après la correction du saut de l'antenne de WTZR 64
3.3 Descriptif des quatre expérimentations des déplacements manuels de l'antenne. La durée est la durée utilisée pour le calcul du déplacement et de la vitesse moyenne du déplacement. 69
3.4 Résultats des mesures GPS des tests du déplacement de l'antenne. 72
3.5 Bandes de fréquence radar SAR 82
3.6 Exemples de satellites avec antenne SAR 83

4.1 Réseau GNSS 95
4.2 résultats GPS par site. Vitesse moyenne (mm/an) et RMS après correction de la tendance (mm) 99
4.3 Vitesse des sites de référence de l'ITRF (Altamimi et al., 2011) . . 100
4.4 Position des différents sites 100
4.5 Distance des lignes de base (m) entre les différents sites d'observation. L'écart est calculé par site2-site1 100

Acronymes

APS *Atmospheric Phase Components*

C/A *Coarse/Acquisition*

CEOS *Committee on Earth Observation Satellites*, http://ceos.org

CNES Centre National d'Études Spatiales, https://cnes.fr

CODE *Center for Orbit Determination in Europe*

DD Double Différence

Doris *Delf Object-oriented Radar Interferometric Software*, http://doris.tudelft.nl

DS *Distributed Scatter*

ECCO *Estimating the Circulation and the Climate of the Ocean*, http://ecco.jpl.nasa.gov/

ECMWF *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*, http://www.ecmwf.int

ECOGI Exploitation de la Chaleur d'Origine Géothermique pour l'Industrie, http://www.geothermie.es-groupe.fr/item-diapo.php?id=17&cat=2#5p

ECORS Etude Continentale et Océanique par Reflexion et Refraction Sismiques, http://cats.u-strasbg.fr/ecors.html

ECRIS *European Cenozoic Rift System*

EGS *Enhanced Geothermal System*

EMEC *European-Mediterranean Earthquake Catalogue*, http://emec.gfz-potsdam.de

ERS *European Remonte Sensing Satellite*, https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/ers

ESA *European Space Agency*, http://www.esa.int/ESA

EUCOR-URGENT European Confederation of Upper Rhine Universities - Upper Rhine Graben Evolution and NeoTectonics, https://comp1.geol.unibas.ch

EUREF *European Permanent Network*, http://www.epncb.oma.be

GAMIT/GLOBK *GPS Analysis at MIT / Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program*, http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/

GDAL *Geospatial Data Abstraction Library*, http://www.gdal.org

GEIE EMC Groupement Européen d'Intérêt Economique - Exploitation Minière de la Chaleur, http://www.geothermie-soultz.fr/campagne/

GeORG *Geopotentials of the deep Upper Rhine Graben*, http://www.geopotenziale.org/home/index_html

GGFC *Global Geophysical Fluid Center*, http://geophy.uni.lu/

GLDAS *Global Land Data Assimilation System*

GLONASS *GLObal NAvigation Satellite System*, https://www.glonass-iac.ru/en/

GMT *Generic Mapping Tools*, http://gmt.soest.hawaii.edu

GNSS *Global Navigation Satellite System*

GPK Geothermie Puits Kutzenhausen

GPS *Global Positioning System*, système GNSS américain

GRGS Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale, http://grgs.obs-mip.fr

GRT Géothermie RiTtershoffen

GURN *GNSS Upper Rhine Graben Network*

HDR *Hot Dry Rock*

IGS *International GPS Service*, http://www.igs.org

INSAR *Interferometric Synthetic Aperture Radar*

ITRF *International Terrestrial Reference Frame*, http://itrf.ensg.ign.fr

LC *Linear Combination*

LEO *Low Earth Orbit* (ex : 600 km)

LGB *Landesamt für Geologie und Bergbau*, http://www.lgb-rlp.de

LOS *Line Of Sight*, Ligne de visée

LSP *Line Shaft Pump*, Pompe à arbre long

MAGS *Microseismic Activity of Geothermal Systems*

MD *Measured Depth*, longueur du puits

NEU *North, East, Up* (composantes 3D : Nord, Est et vertical)

NMF *Niell Mapping Function*

NWM *Numeric Weather Models*

OCR *Organic Rankine Cycle*

P *Precision code*

PCO *Phase Center Offset*

PCVs *Phase center Variations*

PPP *Precise Point Positioning*

PS *Permanent Scatterer*

PSI *Persistent Scatterer Interferometry*

RADAR *RAdio Detection And Ranging*

RENAG Réseau National GPS permanent, http://www.renag.fr

RGP Réseau GNSS Permanent, http://www.rgp.ign.fr

RINEX *Receiver Independent Exchange format*

SAPOS *Satellite Positioning service*, http://www.sapos-bw.de/gnss.php, http://www.lvermgeo.rlp.de/index.php?id=sapos

SAR *Synthetic Aperture Radar*

SB *Small Baseline*

SD *Standard Deviation*, écart-type

SLC *Single Look Complex*

SRTM Shuttle Radar Topography Mission, http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/

StaMPS *Stanfort Method for Persistent Scatterers*, http://homepages.see.leeds.ac.uk/~earahoo/stamps/

TEC *Total Electron Content*

TEQC *Translating, Editing, Quality Checking*, https://www.unavco.org/software/data-processing/teqc/teqc.html

TOPO-WECEP *Western and Central European Platform*, http://www.topo-wecep.eu

TVD *True Vertical Depth*, profondeur verticale du puits

URG *Upper Rhine Graben*, Fossé rhénan supérieur

URGENT *Upper Rhine Graben Evolution and NeoTectonics*, https://comp1.geol.unibas.ch

VMF *Vienna Mapping Function*

WGS *World Geodetic System*

ZHD *Zenith Hydrostatic Delay*

ZTD *Zenith Tropospheric Delay*

ZWD *Zenith Wet Delay*

Annexes

Annexe A

Article publié dans la revue XYZ de l'Association Française de Topographie

Heimlich, C., Masson, F., Boy, J.-P. (2014) Surcharges océaniques dans les signaux GPS : la quête de l'extrêmement petit, revue XYZ, juin 2014, n° 139, pp. 37-42

Surcharges océaniques dans les signaux GPS : la quête de l'extrêmement petit

Christine HEIMLICH - Frédéric MASSON - Jean-Paul BOY

Les masses d'eau déplacées par les marées océaniques sont à l'origine d'une déformation périodique de la croûte terrestre qui se propage par flexure à l'intérieur du continent, c'est l'effet de surcharge océanique. Ces déplacements sont d'ordre centimétrique et affectent principalement la composante verticale mais également, dans une moindre mesure, les composantes horizontales. Les développements récents du réseau de stations GNSS permanentes français (RGP) et du réseau européen (EUREF) permettent d'avoir une bonne couverture de la France et de l'Europe, ce qui fait du GNSS un bon outil pour cartographier les déplacements en 3D de surcharge océanique. Cet article présente l'estimation du déplacement lié à la surcharge océanique sur 75 stations GNSS de l'Europe de l'Ouest avec plus de 2 ans de données (de janvier 2009 à janvier 2011).

MOTS-CLÉS

GNSS, surcharge océanique, séries temporelles, EUREF

L'attraction gravitationnelle couplée à la rotation de la Terre déforme la Terre au cours du temps de manière directe (les marées terrestres et océaniques) et indirecte par réponse à la variation de pression sur la croûte (les surcharges). Si les marées terrestres sont bien connues car elles ont une structure simple (Melchior, 1998) il n'en va pas de même pour les déformations terrestres causées par les marées océaniques appelées effets de surcharge océanique *(voir la partie sur la surcharge océanique)*.

Sur le continent, l'amplitude verticale totale de la surcharge est d'ordre centimétrique (f*igure 1)*. Elle est maximale près des côtes (de l'ordre de 7 centimètre à Brest) et s'atténue avec l'éloignement par rapport aux côtes. Elle est de l'ordre de 1 centimètre à Strasbourg, à 1 000 km de Brest. La correction de l'effet de surcharge océanique est donc à prendre en compte pour toute étude fine de positionnement, de déformation ou pour les autres applications du GNSS (*Global Navigation Satellite System*) comme par exemple la météorologie. Une mauvaise correction de la surcharge océanique induit des biais dans l'analyse des séries temporelles (Yuan et *al.*, 2009). Cette déformation est habituellement corrigée dans les traitements géodésiques à partir de modèles. Mais ces modèles sont-ils assez précis ?

Plusieurs outils permettent de mettre en évidence l'effet de la surcharge océanique tels la gravimétrie, le GNSS, l'inclinométrie, la télémétrie. Les premières études GPS ont porté sur le déplacement vertical lié à la surcharge (Baker et *al.*, 1995 ; Khan and Tscherning, 2001) puis sur l'ensemble des trois composantes (voir par exemple Vey et al., 2002, Llubes et *al.*, 2008, Vergnole et al., 2008). La comparaison des mesures GPS aux mesures gravimétiques et aux mesures marégraphiques (F. Dusquenne, 25e assemblée générale de l'EGS) et/ou aux différents

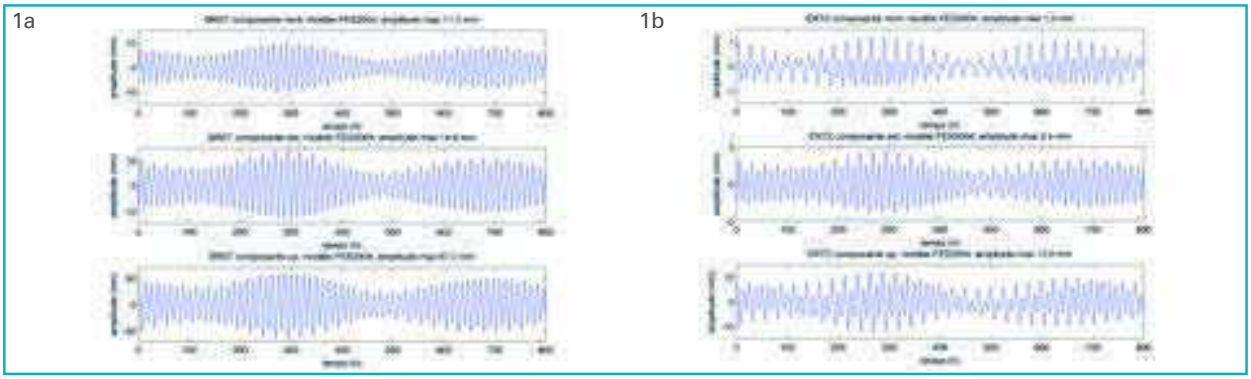


Figure 1. Séries temporelles du déplacement synthétique (en millimètre) lié à la surcharge océanique à Brest (station BRST, figure 1a) et à Entzheim (station ENTZ, figure 1b) selon le modèle de marée FES2004 sur une durée de 800 heures. Le modèle tient compte des 11 ondes de marées principales. Haut, composante horizontale nord ; milieu, composante horizontale est ; bas, composante verticale. L'amplitude du déplacement est maximale sur la composante verticale (67 mm à BRST, 13 mm à ENTZ). Elles sont de 11 mm et 15 mm à BRST, 1 mm et 4 mm à ENTZ sur les composantes horizontales nord et est.

modèles de surcharge a permis de démontrer la validité de la méthode GPS pour l'estimation de la surcharge océanique.

L'intérêt de ce nouveau travail réside dans le fait que les réseaux de stations GNSS permanentes se sont beaucoup étendus ces dernières années. Le réseau français RGP (Réseau GNSS Permanent, http://rgp.ign.fr) et le réseau européen EUREF (http://www.epncb.oma.be) offrent une bonne couverture spatiale des mesures GNSS. De plus, les dernières avancées technologiques permettent actuellement de traiter un nombre important de données. La densité du réseau ainsi que la possibilité de traiter un grand nombre de stations permettent de réduire le ratio signal sur bruit et donc d'intégrer dans l'étude des stations situées loin des côtes où l'amplitude de la surcharge océanique est faible ainsi que d'analyser des ondes de faible amplitude. Cette étude porte sur les mesures de 89 stations (*figure 2*). La zone d'étude couvre l'ensemble de la France et s'étend le long des côtes avoisinantes. Les intérêts de cette zone d'étude sont 1) le fait qu'elle contient une des plus grande amplitude de marée du monde (baie du Mont Saint-Michel), 2) l'aspect déchiqueté de la côte française pour laquelle la résolution des modèles risque d'être insuffisante, 3) la présence de points amphidromiques où le signal de marée est complexe en amplitude et en phase (*figure 2*). Les points amphidromiques sont les points où pour une composante de marée donnée, se rejoignent les lignes cotidales (lignes d'égale phase). L'amplitude de marée est nulle en ces points et augmente avec la distance par rapport à ce point.

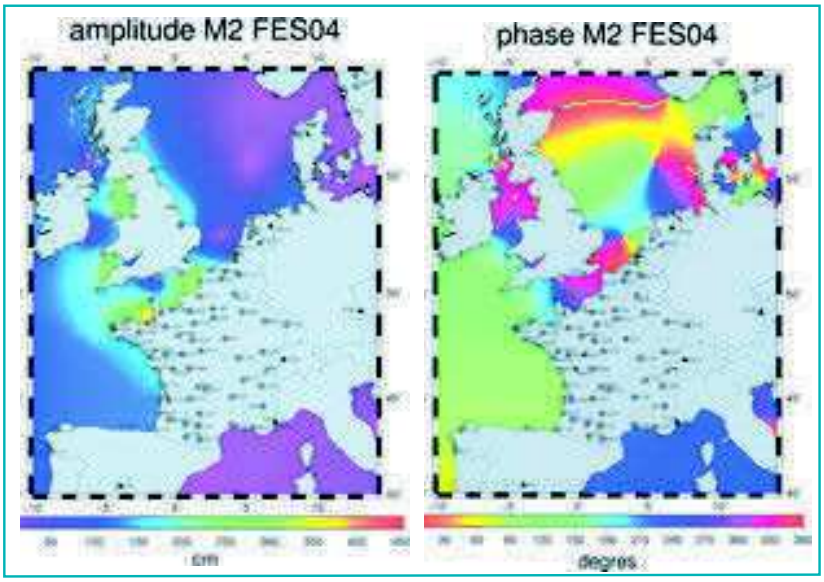


Figure 2. Onde de marée océanique M2 d 'après le modèle FES2004 (Lyard, Lefevre, Letellier & Francis, 2006). Gauche, amplitude (cm) ; droite, phase (degrés). Disque gris, stations d'observations ; triangle noir, stations de référence (6 sur 14).

La surcharge océanique

Les ondes de marées

Les marées sont engendrées par l'attraction différentielle entre un point quelconque de la Terre et le centre de la Terre. Elles sont principalement dues à l'attraction gravitationnelle de la Lune et du Soleil et à la rotation de la Terre. Laplace (1749-1827) est le premier à avoir exprimé mathématiquement la marée par la sommation de différentes ondes périodiques. Ces ondes varient suivant l'astre et sa périodicité relative par rapport à la Terre. La périodicité est fonction de la distance à l'astre, de sa vitesse angulaire relative, de sa déclinaison et de la variation temporelle de ces paramètres. Les ondes de marée sont désignées par une codification en lettre et index établie par George Howard Darwin en 1883. Les lettres font référence à l'origine de l'onde par exemple, S désigne l'onde solaire (*Sun*), M l'onde lunaire (*Moon*), K la composante luni-solaire (période sidérale, 23 h 56). L'index désigne la périodicité, il est représenté soit par un chiffre (1 pour les ondes diurnes, 2 pour les ondes semi-diurnes, etc), soit par une lettre dans le cas des ondes longues périodes (exemple : Mm, pour l'onde lunaire elliptique). L'onde semi-diurne principale lunaire est ainsi appelée M2. Actuellement, 12 935 ondes ont été répertoriées en prennant en compte des planètes éloignées dont la contribution est infime (catalogue HW95, Hartmann & Wenzel, 1995).

La réponse océanique au potentiel de marée

La réponse des océans au potentiel de marée est fortement dynamique et la dynamique augmente quand la période diminue. C'est pourquoi Newton ne pouvait déterminer l'amplitude réelle de la marée à partir de la théorie statique. Une illustration est l'existence de points amphidromiques dont l'amplitude de marée est nulle alors que le forçage ne l'est pas (*figure 2*). De plus, il existe des composantes non harmoniques des marées qui résultent d'interactions non-linéaires de composantes entre elles. Cela se produit sur les plateaux continentaux où l'amplitude de marée est amplifiée, tel par exemple dans la Manche et en Mer du Nord. L'onde M4 en est un exemple, elle résulte de l'interaction de M2 avec elle-même.

Nous disposons actuellement de différents types de modèles de marée qui comprennent les modèles empiriques et des modèles hydrodynamiques. Les modèles empiriques sont déduits des seules observations altimétriques. Les modèles hydrodynamiques associent les équations de Laplace et des données empiriques altimétriques et éventuellement marégraphiques. C'est la cas du modèle FES2004 ("Finite Element Solution", Lyard et *al.*, 2006). Les modèles sont distribués sous forme de grille avec une valeur d'amplitude et de phase en chaque point de la grille pour les ondes principales. Le modèles FES2004 contient les variations des 11 ondes principales de marées. La résolution de la grille du modèle FES2004 est de 0,125° x 0,125°.

Les principales ondes océaniques de notre zone d'étude sont les ondes linéaires semi-diurnes M2, S2, N2 et K2 et les ondes linéaires diurnes K1, O1 et P1. L'amplitude de l'onde M2 est maximale dans la baie du Mont Saint Michel où elle est d'ordre métrique avec plus de 450 cm. L'onde non-linéaire quart-diurne M4, qui est liée à M2, est également visible sur le plateau continental. Seul le modèle FES2004 est présenté ici car il dispose de la grille la mieux résolue et sa pertinence a été démontrée (Melachroinos et *al.*, 2008).

La réponse de la Terre solide à la marée océanique

La marée est à l'origine de déplacements de masses d'eau sur une période minimale de quelques heures. Cela induit des variations de pression de type hydrostatique, c'est-à-dire que la pression en tout point de l'océan correspond au poids par unité de surface de la colonne d'eau au-dessus de ce point, *a fortiori* au fond des océans, au niveau de la croûte.

La déformation causée par la surcharge océanique correspond ainsi à la réponse de la croûte à cette variation de pression sur la croûte. Elle se traduit par une flexure de la croûte et donc à un déplacement principalement vertical de la croûte. De par sa rhéologie la déformation de la croûte se propage à l'intérieur du continent. Ainsi, l'amplitude de la déformation est fonction de la distance aux points de charge, elle est maximale près des côtes et diminue avec l'éloignement par rapport aux côtes. Le déplacement est maximal sur la composante verticale et possède une composante horizontale orientée en direction de la charge principale.

La réponse de la croûte aux fréquences considérées est de type élastique, les déplacements continentaux liés à la surcharge océanique ont donc le même contenu fréquentiel que la marée océanique.

La *figure 1* représente les effets de surcharge obtenus à partir du modèle de marée océanique FES2004 sur une durée de 800 heures pour Brest (station BRST, *figure 1a*) et Entzheim (station ENTZ proche de Strasbourg, *figure 1b*). Les trois composantes (Nord, Est, verticale) sont représentées de haut en bas, l'amplitude est en millimètres. L'amplitude de l'effet de surcharge est supérieur pour la composante est que pour la composante nord à ENTZ. Ceci illustre l'origine de la surcharge. Les déplacements de masse d'eau sont maximaux au niveau de la Manche et de l'océan Atlantique pour les ondes semi-diurnes (ex. M2, *figure 1*), donc à l'est de ENTZ et très faibles au nord de la station. De plus, le ratio des amplitudes ondes semi-diurnes sur ondes diurnes est plus faible en Mer du Nord, ce qui explique que la composante diurne se distingue mieux de la semi-diurne sur la série temporelle nord de ENTZ.

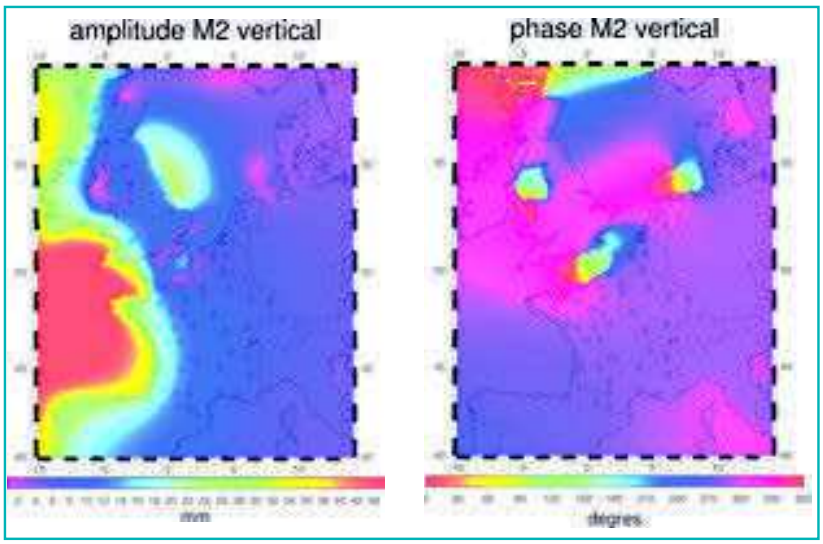


Figure 3. Amplitude (gauche, millimètre) et phase (droite, degrés) pour le déplacement vertical lié à la surcharge de l'onde M2. Fond de carte, modèle d'après FES2004 ; cercles, résultats des observations GPS.

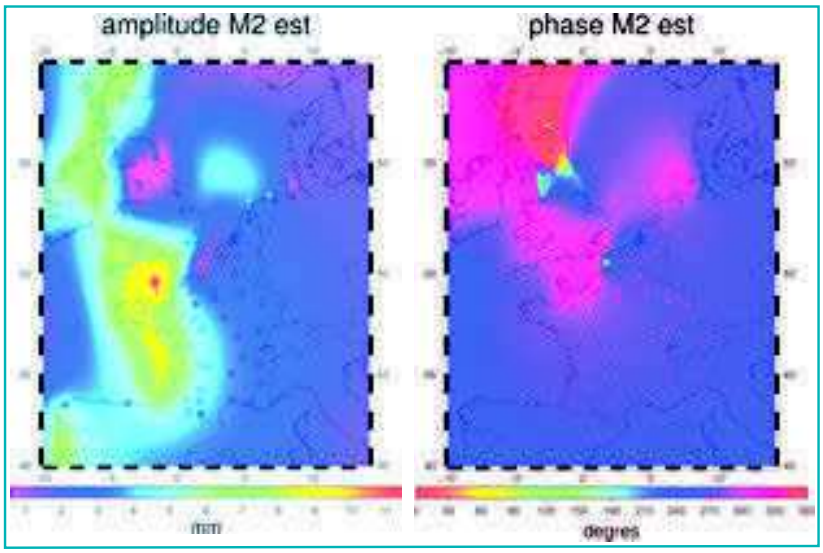


Figure 4. Amplitude (gauche, millimètre) et phase (droite, degrés) pour le déplacement horizontal est lié à la surcharge de l'onde M2. Fond de carte, modèle d'après FES2004 ; cercles, résultats des observations GPS.

Modèles

Les modèles des effets de surcharges océaniques sont calculés par l'intégrale de convolution entre une fonction de Green, qui traduit la réponse impulsionnelle de la terre solide à une charge

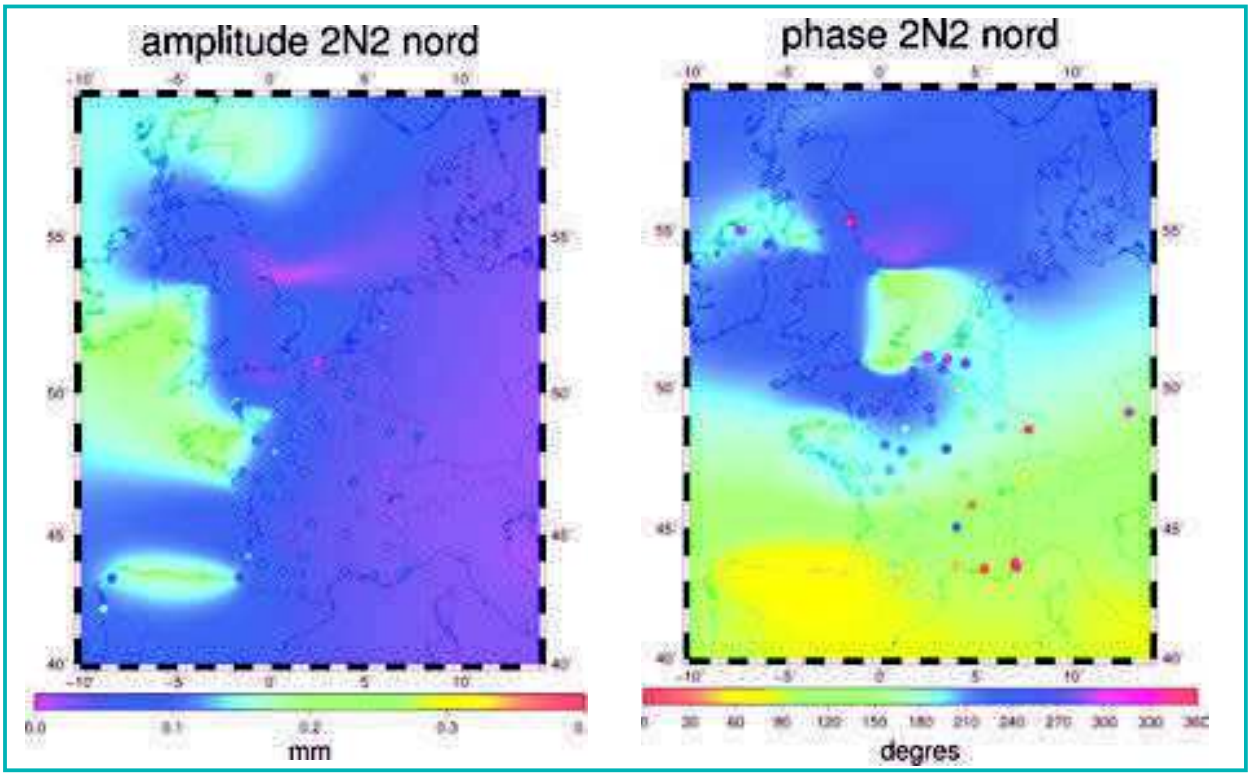


Figure 5. Amplitude (gauche, millimètre) et phase (droite, degrés) pour le déplacement nord lié à la surcharge de l'onde 2N2. Fond de carte, modèle d'après FES2004 ; cercles, résultats des observations GPS.

selon le paramètre considéré (déplacement radial, horizontal, effet sur la gravité terrestre), et un modèle de marée qui défini la charge à prendre en compte, selon l'approche introduite par Farrell (1972).

L'équation de la surcharge océanique est :

$$a(r) = \int_A \rho Z(r') G|r - r'| dA$$

avec a, le déplacement au point r
Z est un nombre complexe qui correspond à la marée au point r'
r est la densité moyenne de l'eau
G est la fonction de Green, elle détermine la déformation de la Terre selon l'effet considéré (dans notre cas, les déplacements horizontaux et radial) à la distance |r-r'| pour 1 kg d'eau.
A est la surface des océans.

Il est possible d'élaborer différents types de modèles des effets de surcharge océanique selon le modèle de marée océanique, le code de convolution, le modèle de Terre et la densité de l'eau. Les plus grandes différences entre les modèles sont dues au type de modèle de marée océanique utilisé et à l'interpolation de la grille du modèle pour s'ajuster par rapport à la côte. Les écarts entre les modèles atteignent 20 % suivant le modèle de marée utilisé et 2 à 5 % suivant le code de calcul choisi (Penna et *al.,* 2008). L'effet de ce dernier est maximal à la proximité de la côte puis s'amenuise avec la distance par rapport à la côte sans qu'il soit possible de donner une distance limite d'influence (Khan and Scherneck, 2003). Les côtes de Bretagne sont de ce fait un lieu d'étude particulièrement intéressant pour le calcul de la surcharge du fait de l'irrégularité de la ligne de côte.

Ce travail utilise le code OLFG/OLMPP développé par Scherneck et Bos (http://holt.oso.chalmers.se/loading/) pour le calcul du modèle de surcharge océanique. Ce code utilise le modèle de Terre Gutemberg-Bulen (Farrell, 1972).

La stratégie de traitement

Le traitement consiste à obtenir des séries temporelles avec le signal du déplacement lié à la surcharge des marées puis à analyser ces séries temporelles pour en extraire l'amplitude et la phase des principales composantes de marée.

Les séries temporelles sont calculées avec la suite GAMIT/GLOBK (Herring, King & McClusky, 2010). Seul le signal GPS peut être traité par GAMIT. Ce programme estime la position des stations par double différence. Dans cette étude, nous utilisons un réseau régional de référence avec 14 stations issues de l'ITRF2005 (Altamimi et al., 2007). La durée des sessions de calcul est de 2 heures avec une fenêtre glissante de 1 heure. La correction du déplacement lié à la surcharge océanique est appliquée pendant le traitement de chaque session aux seules stations de référence. La correction appliquée est celle obtenue avec le code OLFG/OLMPP. Ainsi les estimations de position des stations d'observation sont calculées sans correction de surcharge.

Pour éviter que les délais troposphériques ne se retrouvent dans le signal lié à la surcharge océanique (cf. Khan

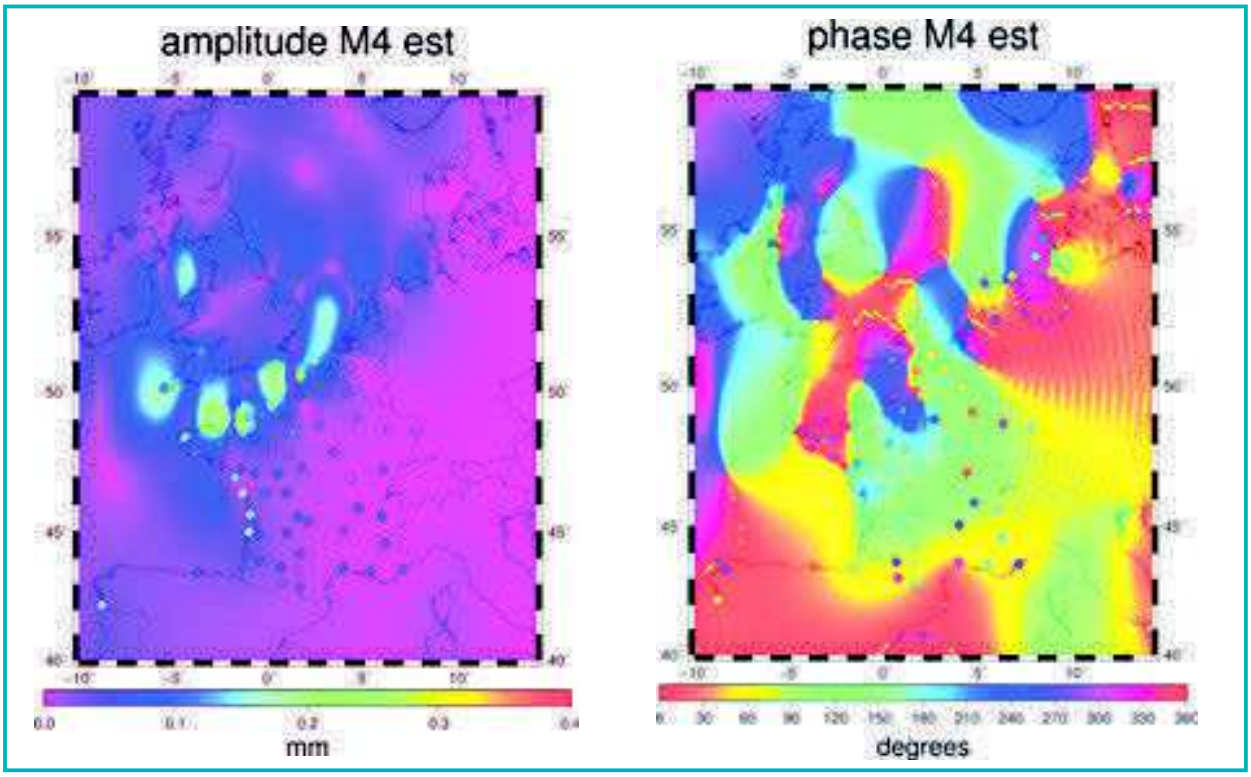


Figure 6. Amplitude (gauche, millimètre) et phase (droite, degrés) pour le déplacement est lié à la surcharge de l'onde M4. Fond de carte, modèle d'après FES2004 ; cercles, résultats des observations GPS.

and Scherneck, 2003), nous appliquons la correction du délai troposphérique, les délais sont estimés en même temps que les positions.

Les séries temporelles sont ensuite analysées à partir d'un logiciel d'analyse de marées océaniques habituellement appliqué à l'analyse du signal des marégraphes.

Les résultats et discussion

Les résultats sont présentés ici sous forme de carte (figures doubles de 3 à 6). Le fond correspond au modèle de surcharge océanique calculé à partir du modèle de marée FES2004, les résultats de l'analyse des 75 stations GPS sont représentées dans les cercles à l'emplacement des stations avec le même code couleur que le fond de carte (voir la *figure 2* pour le nom des stations). Pour chaque onde sont présentées deux cartes, la première pour l'amplitude du signal (en millimètre), la deuxième pour la phase (en degrés). Nous présentons ici les résultats pour les ondes semi-diurnes M2 en composante verticale et horizontale est, l'onde 2N2 en composante horizontale nord et le déplacement horizontal est lié à l'onde M4. L'onde M2 est l'onde de marée de plus grande amplitude et par contraste l'onde 2N2 et l'onde M4 induisent un déplacement d'amplitude sub-millimétrique.

Sur la carte d'amplitude du déplacement vertical lié à la surcharge océanique de M2, le maximum d'amplitude observé est à la station NEWL (pointe ouest de la Grande-Bretagne) où l'amplitude atteint 45 mm. L'ensemble de la France est affecté par ce déplacement, les valeurs moyennes les plus basses sont autour de 6 millimètres. Le gradient est-ouest est bien visible, il montre la prédominance de l'origine Atlantique du déplacement lié à la surcharge océanique. Et on retrouve bien la complexité du signal en amplitude et en phase aux alentours des points amphidromiques le long de la côte nord française, en Mer du Nord et en Mer d'Irlande. L'amplitude y est minimale à proximité de ces points et la phase évolue sur l'ensemble des 360° autour du point amphidromique.

Les déplacements horizontaux liés à l'onde M2 sont de plus faible amplitude que les déplacements verticaux. Les valeurs maximales d'amplitude sont localisées sur les côtes avec une large ouverture occidentale sur l'océan atlantique (le Cotentin et de la Vendée à la Gironde). Le maximum est à HEAU situé à l'extrémité ouest de la péninsule du Cotentin, l'amplitude obtenue est de 11,3 mm pour la composante est de M2. HEAU est la station située sur une façade ouest la plus proche de la Baie du Mont Saint Michel où le déplacement de masse d'eau est maximal (l'amplitude de la marée océanique est de 4,53 mètres d'après le modèle FES2004).

Nous obtenons également de bons résultats pour des ondes où l'amplitude est submillimétriques telles que l'onde 2N2 et l'onde non linéaire M4. La *figure 5* montre les résultats pour la composante nord de l'onde 2N2. Les valeurs d'amplitude sont cohérentes spatialement et sont proches du modèle ± 0.1 mm. La phase est cohérente spatialement dans les zones où l'amplitude est définie (> 0.1 mm), elle est incohé-

rente sur la partie est de la France où l'amplitude est nulle. Ces remarques sont également valables pour l'onde M4 (*figure 6*), les résultats en phase et amplitude sont cohérents et proches du modèle pour les sites où l'amplitude n'est pas nulle. Pour la composante est par exemple, on observe quelques sites avec une exposition ouest à l'océan où les résultats sont supérieurs au modèle. Pour les ondes diurnes, les résultats sont cohérents pour les ondes diurnes lunaires O1 et Q1, c'est-à-dire que l'on observe bien la décroissance du signal avec l'éloignement par rapport à la côte et une phase cohérente mais il y a un écart en amplitude entre le modèle et les résultats. Les résultats pour l'onde solaire diurne P1 ont moins de cohérence spatiale de même pour l'onde luni-solaire K1.

Selon Melachroinos et al., (2008) et Thomas et al. (2006), les problèmes persistants sur les ondes diurnes peuvent être expliqués par des biais dans les fréquences solaires. Les variations de température et les changements atmosphériques causent des perturbations de périodicité diurne. De plus, la période de révolution du satellite GPS est de 11h58 et la géométrie de la constellation se répète à l'identique toutes les 23h56. Les résultats pour les ondes K2 (de période 11h58) et K1 (de période sidérale, 23h56) sont donc biaisés par l'acquisition.
Les écarts entre les résultats et le modèle pour les ondes diurnes peuvent aussi être causés par la mise en référencement du réseau ou par un effet de translation. Les questions relatives aux ondes diurnes sont donc encore à approfondir pour affiner la méthode utilisée ici et permettre de l'étendre aux estimations des ondes diurnes.

Conclusion et perspectives

Les résultats sont cohérents pour l'ensemble des ondes semi-diurnes (sauf K2), pour M4 et pour les ondes lunaires diurnes. Les résultats obtenus pour les ondes M2, N2, 2N2, M4 sont en bonne adéquation avec le modèle calculé à partir de FES2004. Les écarts obtenus pour les ondes diurnes lunaires peuvent être dus à un biais dans la mise en réseau. La méthode de traitement est donc encore à améliorer. D'autres problèmes semblent inhérents au traitement GPS, l'analyse de K1 pourrait être améliorée avec le traitement des données GLONASS par exemple, ces satellites n'ont pas la même période de révolution que les satellites GPS.

Cependant, la précision des résultats obtenus pour les ondes d'amplitude submillimètrique (ex. 2N2, M4) démontre la finesse des mesures GPS et l'adéquation globale du modèle FES2004. Il est à remarquer que sur certains sites, bien que l'amplitude soit supérieure au modèle les résultats sont cohérents. Les résultats pour M4 pourraient ainsi montrer un effet local non modélisé.

Contacts

Christine HEIMLICH
christine.heimlich@unistra.fr
Frédéric MASSON, Jean-Paul BOY
IPGS-EOST, Université de Strasbourg

Bibliographie

Altamimi et al. (2007). *ITRF 2005 a new release of International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters.* Journal of Geophysical research, 112.
Baker, T., Curtis, D. & Dodson, A. (1995). *Ocean tide loading and GPS.* GPS World.
Farrell WE (1972) *déformation of the earth by surface loads.* Rev Geophys Sp Phys 10(3) :761-797
Hartmann, T., & Wenzel, H.-G. (1995). *Catalogue HW95 of the Tide Generating Potential (Vol. 123).* Bull. d'Inf. Marées Terr.
Herring, T., King, R., McClusky, S. (2010). *GAMIT Reference Manual, Release 10.4.* Massachusetts Institute of Technology: Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences.
Khan, S. A., Scherneck, H.-G. (2003). *The M2 ocean tide loading wave in Alaska: vertical and horizontal displacements, modelled and observed.* Journal of Geodesy , 77, 117-127.
Llubes, M., Florsch, N., Boy, J.-P., Amalvict, M., Bonnefond, P., Bouin, M.-N., et al. (2008). *Multi-technique monitoring of ocean tide loading in northern France.* 340, pp. 379–389.
Lyard F, Lefevre F, Letellier T, Francis O (2006) *Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004,* Ocean Dyn, 56:394– 415. doi:10.1007/s10236-006-0086-x
Melachroinos et al. (2008). *Ocean tide loading (OTL) displacements from global and local grids: comparisons to GPS estimates over the shelf of Brittany, France.* J Geod , 82, pp. 357–371.
Melchior, P. (1978). *The tides of the planet Earth.* London: Pergamon Press.
Penna, N. T., Bos, M. S., Baker, T. F., & Scherneck, H.-G. (2008). *Assessing the accuracy of predicted ocean tide loading displacement values.* J. Geod. doi : 10.1007/s00190-008-0220-2
Thomas ID, King MA, Clarke PJ (2006). *A comparison of GPS, VLBI and model estimates of ocean tide loading displacements.* Journal of Geodesy.
Vergnolle, M., Bouin, M., Morel, L., Masson, F., Durand, S., Nicolas, J., et al. (2008). *GPS estimates of ocean tide loading in NW-France: determination of ocean tide loading constituents and comparison with a recent ocean tide model.* Geophys. J. Int. , 173, pp. 444–458.
Vey S, Calais E, Llubes M, Florsch N, Woppelmann G, Hinderer J, Amalvict M, Lalancette MF, Simon B, Duquenne F, Haase JS (2002) GPS measurements of ocean loading and its impact on zenith tropospheric delay estimates: a case study in Brittany, France. J Geod 76:419–427. doi:10.1007/s00190-002-0272-7
Yuan, L., Ding, X., Zhong, P., Chen, W. & Huang, D. (2009). Estimates of ocean tide loading displacements and its impact on position time series in Hong Kong using a dense continuous GPS network. J Geod , 83, 999-1015.

ABSTRACT

The displacement of the oceanic water mass due to tidal motion causes a periodic deformation of the Earth crust which propagate by flexure within the continent called ocean tidal loading (OTL). These displacements are at centimetre order and affect mainly the vertical component and at a lower level, the horizontal components. In the past few years, the French (RGP) and European (EUREF) GNSS network of continuous stations has increased. Nowadays, a sufficient number of stations covers the French territory and the Europe to draw a map of the OTL effect. This article presents the results of the OTL displacement analysis of 75 stations over two years of data (from January 2009 to January 2011).

Annexe B

Poster sur la surcharge océanique réalisé pour l'IUGG en 2015

Heimlich, C., Boy, J-P, Masson, F. (2015) GNSS observation of semi-diurnal and quarter diurnal ocean tidal loading waves, 26th IUGG General Assembly 2015, Prague, Czech Republic, 27 June 2015

GNSS observation of semi-diurnal and quarter diurnal ocean tidal loading waves

Christine Heimlich, Jean-Paul Boy, Frédéric Masson

IPGS-EOST, 5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, FRANCE

Heimlich.christine@gmail.com

1 – Introduction

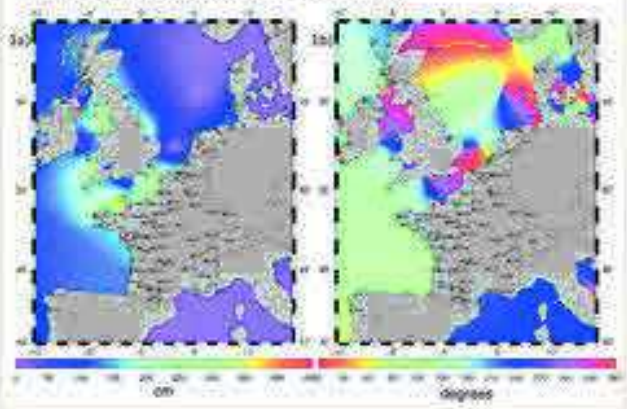
The ability of the Global Navigation Satellite System (GNSS) to produce precise positioning at the Earth's surface makes it a suitable tool to estimate displacements due to Ocean Tidal Loading (OTL). Nowadays we benefits of a dense networks in Europe which allows us to do a map of the OTL effects. We selected 89 permanent GNSS stations located in Western Europe from the French RGP network and from the European EUREF network (figure 1). The area covers the whole France and the surrounding coastal regions. These areas have a particular interest because of the high amplitude of tidal wave (ex with M2, figure 1a) and the complexity of the phase visible through the amphidromics points (example with the phase of the ocean M2 wave, figure 1b)

We estimate horizontal and vertical displacements from 75 permanent GNSS stations from continuous dataset over a 2-year period (January 2009 to January 2011), and compare them to OTL model.

We show that precise GNSS positioning allows to retrieve with a high accuracy the OTL signal not only for the semi-diurnal tides, but also for the non-linear quarter-diurnal wave M4.

Figure 1

Location of the studied area. Circles, analyzed GNSS stations; background, M2 oceanic tidal wave from FES2004 model (Lyard et al., 2006) amplitude (cm) on the left (figure a) and phase (degrees) on the right (figure b).



2 – GNSS processing

We processed 89 stations GNSS stations in double difference with GAMIT/GLOBK software (Herring et al., 2010), including 14 references stations for which the OTL has been previously corrected. Our processing strategy includes 2 hours session duration, shifted by 1 hour. We then perform a tidal analysis of each components of each GNSS time series after removal of the main disturbances (such as spikes). We compare the observed amplitudes and phases of the main tidal waves to modeled OTL using FES2004 (Lyard et al., 2006) ocean tide model and Scherneck and Bos OTL code (http://holt.oso.chalmers.se/loading/, Penna et al., 2008) with the Gutenberg-Bullen Earth model (Farrell, 1972).

3 – Results and discussion

We present our results on maps (figure 2 & 3) and on graph (figure 4). We observe an adequacy at millimeter level for the OTL M2 wave between our results and the OTL model. The amplitude of M2 wave is between 6 mm and 45 mm (at NEWL) for the vertical component. For the semi-diurnal waves (S2, N2, 2N2) and quarter-diurnal wave where the amplitude of the signal is lower, the adequacy with the model is at submillimeter level. The phase is also spatially coherent when the amplitude of displacement is higher than 0.1 mm. Some GNSS observations are higher in amplitude compare to the model at some points on coast location especially on the French Atlantic coast. For example, the GNSS results for the East component of M4 wave are higher on the stations located on the Western Atlantic front and the North component is higher for stations located on the North or South front. Then we suggest that the GNSS results can be more accurate than the model on these places.

Figures 2 & 3

Maps of the OTL results for the three components of M2 wave (figure 2) and M4 wave (figure 3). Background, OTL model using FES2004; colored circles, GNSS results. Amplitude (mm) on the left (figures a, c, e); Phase on the right (figures b, d, f).

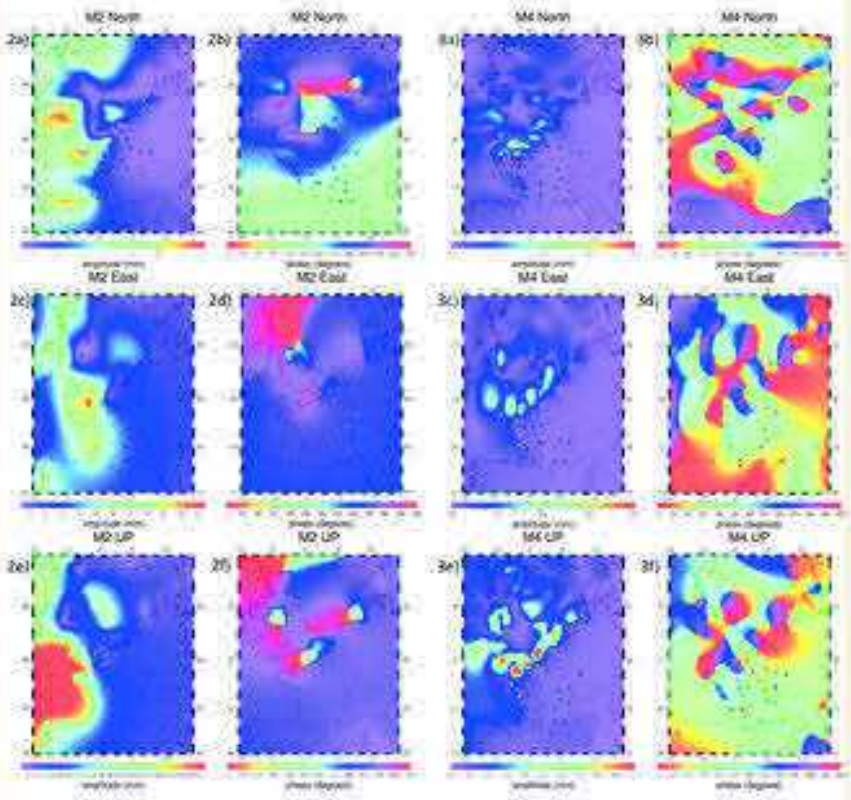
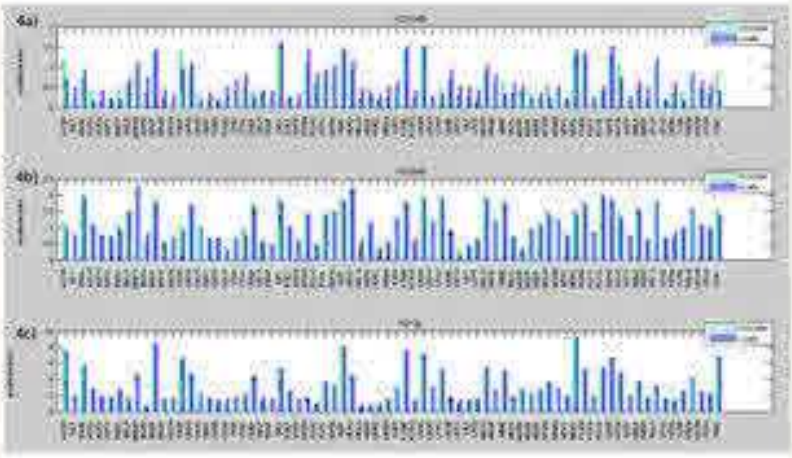


Figure 4

Amplitude (mm) of the OTL effect of the N2 wave for the three components: horizontal North (a) and East (b) and vertical (c). Blue, OTL from FES2004 model; purple, GNSS results.



4 – Conclusion

The GNSS results are consistent in space, amplitude and phase where the amplitude signal exist. We retrieve the amplitude signal and its decrease from the main signal sources and also the complexity of the signal in phase and amplitude close to the amphidromic points (in the Channel, North Sea and Island Sea areas). The processing strategy shows a good agreement between OTL observations and OTL model for the semi-diurnal and quarter-diurnal waves, both for the horizontal and vertical components. We extract the loading contribution of waves with amplitudes at submillimeter level (2N2, M4 waves). For example the non-linear quarter-diurnal wave (M4) which amplitude is less than 1 mm for the vertical component and less than 0.3 mm for the horizontal ones. We observe higher amplitude at some location on coast there are consistent and suggest that the model can be refined by GNSS results on these locations.

Annexe C

Résumé de la présentation au congrès EGEC en 2013, à Pise

Heimlich, C., Masson, F., Gourmelen, N. (2013) Geodetic monitoring at the geothermal sites of Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen (Upper Rhine Graben – France), European Geothermal Congress 2013, Pisa, Italy, June 3-7, 2013

European Geothermal Congress 2013
Pisa, Italy, 3-7 June 2013

Geodetic monitoring at the geothermal sites of Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen (Upper Rhine Graben – France)

Christine Heimlich[1], Frédéric Masson[1], Noël Gourmelen[1]

[1] IPGS-EOST. 5 rue René Descartes. 67084 Strasbourg Cedex. FRANCE

christine.heimlich@unistra.fr

Keywords: GPS, InSAR, Reservoir monitoring.

ABSTRACT

The Upper Rhine Graben is a Tertiary Graben located in the northeastern part of France and western Germany. The local geological structure in the Soultz-sous-Forêts region corresponds to a horst, where a 1400m thick sedimentary cover overlays the crystalline basement. The basement is made of altered and fractured granitic rocks, which are older than 330 My (Cocherie et al., 2004). The site was selected because of the well-known geothermal anomaly (Haas and Hoffmann, 1929).

The Enhance Geothermal System (EGS) pilot project of Soultz-sous-Forêts started in 1987. The wells are drilled in naturally fractured and altered granites from 3200 to 5260m depth. After 20 years of research and development on the geothermal reservoir, a 1.5 MWe power plant has been designed, built and tested. The current phase of the project consists in the long- term testing and monitoring of the power plant, together with production of electricity.

Another geothermal site is now in construction in Rittershoffen, close to Soultz-sous-Forêts. The aim of this second project is to produce 24Mwth using the high temperature of the natural water circulation around 2500m depth.

Previous geodetic monitoring of geothermal production sites have shown large subsidence and horizontal displacement attributed to thermal contraction (Massonnet et al., 1997; Fialko and Simons, 2000), pressure reduction in the reservoir (Carnec and Fabriol, 1999) or changes in the local stress field (Motoyama et al., 1999). In order to monitor surface displacements around the Soutlz-sous-Forêts and Rittershoffen geothermal sites and investigate reservoir processes, we initiated a program of ground and space based geodetic observations (GPS, InSAR). This work presents the monitoring strategy and preliminary results.

1. INTRODUCTION

France benefits of a high potential for deep geothermy in tertiary graben and especially in the Upper Rhine Graben (URG) located in the North-East of France. In the 80th, a research site of geothermal production was selected in the Soultz-sous-Forêts area, near Kutzenhausen, because of the well-known geothermal anomaly and the number of subsurface data due to petrol exploration (Haas and Hoffmann, 1929). A first drill GPK1 (Geothermie Puits Kutzenhausen) was made in 1987 in order to study a geothermal Hot Dry Rock (HDR) system in the granitic rocks. Because of the unexpected existence of natural water circulation in the deep granitic rocks, the HDR project was converted to an Enhanced Geothermal System (EGS) development. This site is now converted to an electric production site. But was not in production period during 2012. The Soultz-sous-Forêts plant has 4 wells at a deepness of 3600m under the sea level to 5260m for the deeper one. The last years production strategy was to use a triplet configuration with one production well (GPK2) and two re-inject wells (GPK1 and GPK3). The maximum installed capacity of electric production is 1.5 MWe.

Another site is already in project: the ECOGI plant located in a high thermal anomaly area at 7 km in the South-East direction from the Soultz-sous-Forêts site. The ECOGI objective is to produce heat energy of 24 MWth from the geothermal water in order to heat an industrial site at a distance of 15 km from the power plant. The power plant strategy is to have a doublet installation: one produce well and one re-injected well at a deepness around 2500 and 3000 meters. The geothermal water at these deepness have a temperature around 160°C. The extract water will be re-injected like in the Soultz-sous-Forêts geothermal site at 70°C.

We have initiated an Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) monitoring of the two sites in March 2012. And we have also GNSS data. A 6-month GNSS survey was made in 2009 and shorter survey were made in 2012 and 2013. A permanent Global Navigation Satellite System (GNSS) network is in realisation phase. Our aim is to better understand geothermal systems and the state of the reservoir under natural and exploitation conditions with geodesy methods. The objectives are to establish a long-term geodetic monitoring system and to produce a local scale displacement map in the region of geothermal exploitation.

2. STATE OF THE ART

2.1 Surface deformation at and around geothermal sites

Previous geodetic studies of geothermal systems have detected active surface deformation above geothermal reservoirs. This surface displacement is quantified using InSAR (Massonnet et al., 1997, 1998; Carnec and Fabriol, 1999; Fialko and Simons, 2000; Hole et al., 2007; Glowacka et al., 2010; Eneva et al., 2012), GNSS (Mossop and Segall, 1997; Motoyama et al., 1999; Nishijima et al., 2005) and combining GNSS and InSAR techniques (Eneva et al., 2009).

An example of the InSAR method is Massonnet et al. (1997, 1998). They use 2 years of ERS-1 SAR data to monitor the East Mesa geothermal field in eastern California. The result shows subsidence affecting an area of 105 km2 centered on the geothermal site. The estimated subsidence rate is 18mm/yr with an accuracy in terms of subsidence of 2.5mm. This result is consistent with the 4-years of leveling data. They calculate the correspondent volume lost and estimate a fluid lost of 4 million cubic meters, validated by in-situ measurements.

Another interest of SAR monitoring is the ability to provide information about the reservoir behavior during time. Fialko and Simons (2000) used InSAR data from 1993 to 1999 to monitor the Coso geothermal Field in California. They detect that after 1995, the subsidence expanded to the south part of the main production area.

The origin of the surface displacement can be du to several causes. In the East Mesa geothermal reservoir, the subsidence is attributed to physical compaction and thermal contraction (Massonnet et al., 1997). The physical compaction of the rock is only possible in sedimentary rocks reservoirs, but thermal contraction can also occurs in granitic geothermal reservoirs. And Carnec and Fabriol (1999) demonstrated that pressure drop can also be a cause of subsidence in geothermal systems. Surface deformation can also result of seismic or aseismic fault slip.

2.2 Technical background

GNSS and InSAR methods are complementary approaches to produce high precision (in millimeter to submillimeters order) of the surface displacement.

The advantage of the InSAR is to produce images with a high spatial resolution (meters resolution) of the surface deformation over large areas. SAR images cover a large area (a surface of 30km to 100km in the case of TerraSAR-X). So InSAR provides a spatially dense measure of displacement at the surface of the Earth at a temporal resolution of a few days. The InSAR method consists on creating interferograms between SAR images corresponding to different epoch. The measured surface deformation is relative while the GNSS method is absolute.

The GNSS advantage is to give 3D positioning information at located point in a well-defined terrestrial reference frame. The GNSS method will also provide measure of displacement with a high time resolution (seconds). And GNSS provide precise information about the regional strain field.

Some studies combine InSAR and GNSS methods (Ge et al., 2001; Raucoules et al., 2009; Eneva et al., 2009, 2012; Gourmelen et al., 2011). They use GNSS method to account for the following biases in the InSAR method:
- uncertainties in the SAR satellite orbit,
- atmospheric propagation effects (tropospheric delay, ionospheric delay, etc),
- conditions of the ground surface,
- temporal decorrelation.

InSAR can suffer from loss of coherence due to changes in the surface properties of the Earth's surface. This will affect the quality of the retrieved displacement field. Coherence is however preserved where permanent ground features are present (e.g. man-made structures such as roads, buildings, boulders). So corner reflectors can be used as artificial permanent coherent structures to enhance the temporal coherence of otherwise poorly coherent areas (Ferretti et al., 2007).

3. MONITORING STRATEGY

We will create an integrated space geodetic technique for ground displacements monitoring composed by a GNSS network and InSAR data acquisition. A radar corner reflector is installed on the SLTZ cGNSS site for the purpose of calibrating InSAR results with the absolute positioning of the cGNSS.

3.1 GNSS (Fig. 1)

The Soultz-sous-Forêts geothermal plant is located in the neighbourhood of two villages, Soultz-sous-Forêts and Kutzenhausen. The Soultz GNSS existing network is composed by 1 continuous GNSS (cGNSS) located in the South of Soultz-sous-Forêts and 3 sites of GNSS survey: one in the production area (GPK2), one located in the north of the wells (FORZ), the last one is at the south of Kutzenhausen (KUTZ). A permanent station will be added in the first well site GPK1 (Fig. 1). This will contribute to have a dense GNSS network close to the wells and to have continuous data close to the geothermal plant. The baseline between the GNSS site is between 420 and 2380 meters. GNSS are located on both sides of the main fault which have a North-South orientation. The induced micro-seismicity is located on this North-South direction.

Another one is installed since mid-2011 at 2km in the South-East direction from GPK2. In addition we have 3 survey stations (Fig.1).

The ECOGI site will be monitored with one cGNSS on the power plant and 3 cGNSS in the surrounding area, with a baseline of 1586 to 6314 meters between the local sites.

The processing will consist to measure the baseline evolution through time.

Figure 1: Location of the GNSS network monitoring the Soultz-sous-Forêts geothermal site. The main geothermal site is at the GPK2 location and the other part of the geothermal plant is situated at the GPK1 point. Triangles: location of the GNSS; red, continuous GNSS; yellow, future cGNSS; white, survey stations. Lines: baselines measured by GNSS, the distances of the baselines are from 420m to 2380m.

3.2 SAR (Fig. 2)

We acquired an archive of SAR dataset covering the 1991-2011 periods from ERS-1 and ERS-2 satellites.

We have started a program of SAR acquisitions since March 2012 from TerraSAR-X over the area of interest. We acquire descending orbits at the highest frequency (each repeat cycle of 11 days) and ascending orbits at some periods in order to increase the temporal sampling. Coherence being a potential issue, we expect the numerous man-made structures at the geothermal plants to provide sufficiently stable reflectors to allow motion of permanent scatterers to be analysed. We tested the use of corner reflectors, which have proved to be a good addition in regions of low coherence such as fields.

The monitoring of surface deformation will be done through InSAR and PS_InSAR processing of the TerraSAR-X dataset in the relevant of the Stanford Method for Persistent Scatterers (StaMPS) from Hooper et al. (2007) and Hooper (2008). This method uses phase spatial correlation to identify PS pixels (Fig. 2). While another method use the amplitude analysis (e.g. Ferretti et al., 2001). The advantage of the StaMPS method is that pixels with low amplitude can be detected as PS pixels (Liu, 2012).

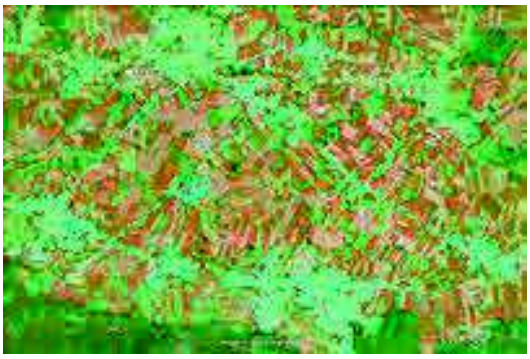


Figure 2: Permanents scatterers detected in the area of the two geothermal plants using TerraSAR-X images from March 2012 to December 2012 (Google image overlaid by StaMPS PS processing results).

4. CONCLUSIONS

We will combine two satellite geodetic methods for long term monitoring of two geothermal sites. The GNSS methods will give a high precision positioning of punctual site in 3 dimensions. Throw InSAR method we will have information about surface deformation over a large area. The use of two methods will better constraint the results and allows us to have more precise results. Therefore the absolute positioning information of the GNSS method can be extended to the large surface InSAR results. And GNSS information can also be used to correct InSAR biases.

Surface deformation monitoring will provide constrains on the dynamic behaviour of a geothermal reservoir at the relevant space and time scales. This will be a new input for reservoir modelling. And will also give information about possible fault reactivation, induced seismicity and slow deformation.

REFERENCES

Carnec, C., and Fabriol, H.: Monitoring and modelling land subsidence at Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico, using SAR interferometry. *Geophys. Res. Lett*., (1999), 26, 1211-1214.

Cocherie A., Guerrot C., Fanning C.M., Genter A. : Datation U-Pb des deux faciès du granite de Soultz (Fossé Rhénan, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 336, (2004), 775-787

Eneva, M., Adams, D., Falorni, G., and Morgan, J.: Surface Deformation in Imperial Valley, CA, From Satellite Radar Interferometry. *GRC Transactions* , 36, (2012), 1339-1344.

Eneva, M., Falorni, G., Adams, D., Allievi, J., & Novali, F.: Application of satellite Interferometry to the Detection of surface Deformation in the salton sea Geothermal Field, california. *GRC Transactions* , 33, (2009), 315-319.

Ferretti, Savio, Barzaghi, Borghi, Musazzi, Novali, et al.: Submillimeter Accuracy of InSAR Time Series: Experimental Validation. *IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING*, 45, (2007), 1142-1153.

Ferretti, A., Prati, C. and Rocca, F.: Permanent scatterers in SAR interferometry, *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on,* 39**,** **(**2001), 8-20.

Fialko, Y., and Simons, M.: Deformation and seismicity in the Coso geothermal area, Inyo County, California: Observations and modeling using satellite radar interferometry. *J. Geophys. Res.*, 105, (2000), 781-21,794.

Ge, L., Rizos, C., Han, S., and Zebker, H.: Minig subsidence monitoring using the combined InSAR and GPS approach. *Proceedings of the 10th International Symposium on Deformation Measurements* Orange, California: International Federation of Surveyors (FIG), (2001), pp. 1-10.

Gourmelen N., F. Amelung, and R. Lanari: Interferometric synthetic aperture radar–GPS integration: Interseismic strain accumulation across the Hunter Mountain fault in the eastern California shear zone, *J. Geophys. Res*., (2010), 115, B09408, doi: 10.1029/2009JB007064.

Haas and Hoffmann: Temperature gradient in Pechelbronn oil bearing region, lower Alsace: its determination and relation to oil reserves. *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.,* XIII, n°10, (1929), 1257-1273.

Hooper, A.: A multi-temporal InSAR method incorporating both persistent scatterer and small baseline approaches, *Geophysical Research Letters*, (2008), 35.

Hooper, A., Segall, P. and Zebker, H.: Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, *Journal of Geophysical Research*, (2007), 112.

Liu, P.: InSAR observations and modeling of Earth surface displacements in the Yellow River Delta (China). PhD thesis., Glasgow, (2012).

Massonnet, D., Holzer, T., & Vadon, H.: Land subsidence caused by the East Mesa gethermal field, California, observed using SAR interferometry. *Geophysical Research Letters*, 24, (1997), 901-904.

Massonnet, D., Holzer, T., & Vadon, H.: Correction to "Land subsidence caused by East Mesa geothermal field, California, observed using SAR interferometry". *Geophysical Research Letters* , 25 (16), (1998), 3213.

Mossop, A., and Segall, P.: Subsidence at The Geysers geothermal field, N. California from a comparison of GPS and leveling surveys. *Geophysical Research Letters*, 24 (14), (1997), 1839-1842.

Motoyama, T., Ehara, S., and Tajiri, H: Observation of Ground Deformation at Geothermal Fields by GPS. *Technology Reports of Kyushu University,* 72 (6), (1999), 659-666.

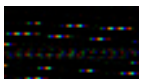
Nishijima, J., Fujimitsu, Y., Ehara, S., Kouno, E., and Yamauchi, M.: Micro-Gravity Monitoring and Repeated GPS Survey at Hatchobaru Geothermal Field, Central Kyushu, Japan. *Proceedings World Geothermal Congress 2005*, Antalya, Turkey (2005).

Raucoules, D., Bourgine, B., de Michele, M., Le Cozannet, G., Closset, L., Bremmer, C., Veldkamp, H., Tragheim, D., Bateson, L., Crosetto, M., Agudo, M., Engdahl, M.: Validation and intercomparison of Persistent Scatterers Interferometry: PSIC4 project results. *Journal of Applied Geophysics*, 68, (2009), 335–347.

Acknowledgements

The authors would acknowledge the support of the Labex and the Région Alsace for this work.

Geodetic monitoring at the geothermal sites of Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen (Upper Rhine Graben – France)



Christine Heimlich, Frédéric Masson, Noël Gourmelen
IPGS-EOST. 5 rue René Descartes. 67084 Strasbourg Cedex. FRANCE
christine.heimlich@unistra.fr

1 - Summary

France benefits of a high potential for deep geothermy in tertiary graben and especially in the Upper Rhine Graben (URG) located in the North-East of France (figure 1). In the 80s, a research site for geothermal production was selected in the Soultz-sous-Forêts area, near Kutzenhausen, because of the well-known geothermal anomaly and the number of subsurface data due to oil exploration (Clauser et al., 2002). The local geological structure corresponds to a horst, where a 1400m thick sedimentary cover overlays the crystalline basement. The main faults have an NNE-SSW direction (figure 2).

Figure 1
Map of the European Cenozoic rift system. The Grabens are in light gray (Buchmann and Connolly, 2007).

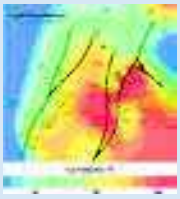


Figure 2
Temperature at 800 m depth in the area of Soultz-sous-Forêts (Clauser et al., 2002). Location of boreholes (black circles), main faults (black lines) and villages (dashed areas).

A first holl, GPK1 (Geothermie Puits Kutzenhausen), was drilled in 1987 in order to study a geothermal Hot Dry Rock (HDR) system in the granitic rocks. Because of the unexpected existence of natural water circulation in the deep granitic rocks, the HDR project was converted to an Enhanced Geothermal System (EGS) development. The Soultz-sous-Forêts plant consists now of 4 wells at dephts of 3600 m to 5260 m. Wells are drilled close to quasi-N-S oriented faults.

The last years, the production strategy was to use a triplet configuration with one production well (GPK2) and two re-injection wells (GPK1 and GPK3). The site was connected to the electric network in September 2010. It is the first EGS site connected to the electric network. The maximum capacity of electric production is 1.5 MWe.

A second EGS site, ECOGI, is in devellopment near the village of Rittershoffen, 7 km ESE of Soultz-sous-Forêts. The objective of ECOGI is to produce heat energy of 24 MWth from the geothermal water to supply an industrial site situated 15 km away. The first well has been completed at the end of 2012. The geothermal plant strategy is to have a doublet installation: one production wells and one re-injection wells at depths around 2500 and 3000 meters where the temperature reaches 160°C.

One of the limitation of geothermal production is the induiced seismicity and the lack of knowledge of the aging geothermal plant. Furthermore, the boreholes deformations gives evidences of aseismic slip (Bailleux *et al.*, 2013). Therefore it is important to have information about the surface deformation in the area of the geothermal plant.

The final objectives of our work are to establish a long-term geodetic monitoring system and to produce a local scale displacement map in the region of geothermal exploitation. We present here the strategy employed in order to reach these objectives with the combining of two space geodesy methods, the Global Navigation Satellite System method (GNSS) and the Interferometric synthetic aperture radar method (InSAR).

2 - State of the art

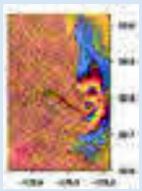


Figure 3
Surface deformation measured by InSAR at East Mesa geothermal field, California (Massonnet *et al.*, 1997). The subsidence reaches 18 ± 2.5 mm/year and affects an area of 17 km by 8 km.

Figure 4
Horizontal displacement measured by GNSS in the Hatchobaru geothermal production site, Japan. Nishijima *et al.* (2005) observed a shortening of some baselines that reach 64 cm between August 2000 and October 2003

Soultz-sous-Forêts site

ECOGI site

3 - Monitoring strategy

Figure 5
Coverage of the InSAR TerraSAR-X monitoring at the two geothermal sites (pink rectangles) and location of continuous GNSS (cGNSS) stations (red symbols) tracks over the two geothermal sites (pink rectangles).

Figure 6
Location of the GNSS monitoring stations. Red symbol, cGNSS station; yellow, futur cGNSS; white, survey stations.

Co-location of a corner reflector and a cGNSS at SLTZ

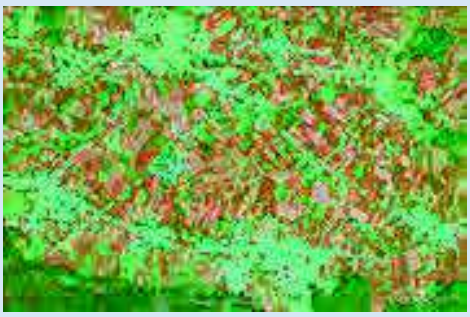


Figure 7
Permanents scatterers (PS) detected in the area of Soultz-sous-Forêts plants (white symbole) and ECOGI (yellow) from PS-InSAR processing (Hooper *et al.*, 2004) of TerraSAR-X images from April 2012 to December 2012.

4 – Conclusion

We will combine two satellite geodetic methods for long term monitoring of two geothermal sites. The GNSS method will give a high precision positioning in 3 dimensions. The InSAR method will give information about surface deformation over a large area. The use of two methods will help to better constraint the results and allows us to have more precise results. Therefore the absolute positioning information of the GNSS method would be extended to the InSAR results which covers a larger surface. And GNSS information can also be used to correct InSAR biases.
The surface deformation monitoring will provide constrains on the dynamic behaviour of a geothermal reservoir at the relevant space and time scales. This will be a new input for reservoir modelling. And will also give information about possible fault reactivation, induced seismicity and slow deformation.

Bibliography

Clauser *et al.* (2002). Decoupled thermal and mantle helium anomalies: Implications for the transport regime in continental rift zones, *Journal of Geophysical Research*, 108.
Hooper *et al.* (2004). A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers. *Geophysical Research Letters*, 31, 23.
Massonnet *et al.*(1997). SAR interferometry. *Geophysical Research Letters*, 24, 901-904.
Nishijima *et al.* (2005) Micro-Gravity Monitoring and Repeated GPS Survey at Hatchobaru Geothermal Field, Central Kyushu, Japan. *Proceedings World Geothermal Congress 2005*, Antalya, Turkey.

Acknowledgments

This work is supported by Région Alsace and the LabEx project G-EAU-THERMIE PROFONDE (Investissements d'Avenir).
The TerraSAR-X dataset is provided by DLR under proposal LAN1319 and is supported by Électricité de Strasbourg.

Annexe D

Résumé de la présentation au congrès EGW en 2013

Heimlich, C., Masson, F., Gourmelen, N. (2013) Geodetic monitoring at the geothermal sites of Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen (Upper Rhine Graben – France), European Geothermal Congress 2013, Pisa, Italy, June 3-7, 2013

Geodetic monitoring strategy at the geothermal sites of Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen (Upper Rhine Graben, France)

Christine Heimlich[1], Frédéric Masson[1], Noël Gourmelen[2]
1 - IPGS-EOST. University Strasbourg-CNRS
2 – School of Geosciences, University of Edinburgh
christine.heimlich@unistra.fr

Keywords: GPS, InSAR, Reservoir monitoring

Introduction

The objectives of this study are to establish a long-term geodetic monitoring system and to produce a local scale displacement map in the region of geothermal exploitation at Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen. To do this, we use GNSS and InSAR methods, which are complementary approaches to produce high precision (mm), high spatial (m) and temporal (few seconds) resolution images of the surface deformation over large areas. InSAR provides a spatially dense measure of displacement at the surface of the Earth, with precision on the value of displacement on the order of a few millimeters at a temporal resolution of a few days. The GNSS will provide measure of displacement at specific locations with a better time resolution (continuous measurements). It gives 3D positioning information at located point in a well-defined terrestrial reference frame.

State of the art

Previous studies of geothermal systems have detected active surface deformation above geothermal reservoirs (Massonnet et al., 1997, 1998; Mossop & Segall, 1997; Carnec & Fabriol, 1999; Motoyama et al., 1999; Fialko & Simons, 2000; Nishijima et al., 2005; Hole et al., 2007; Eneva et al., 2009, 2012; Glowacka et al., 2010). Massonnet et al. (1997, 1998) use 2 years of SAR data to monitor the East Mesa geothermal field in eastern California. The result shows subsidence affecting an area of 105 km^2 centered on the geothermal site, the estimated subsidence rate is 18mm.yr^{-1} and is consistent with the 4-years of levelling data. The subsidence has been attributed to physical compaction and thermal contraction in the reservoir. They estimate a fluid loss of 4 million cubic meters, validated by in-situ measurements. Carnec & Fabriol (1999) demonstrated that pressure drop can also be a cause of subsidence in geothermal systems. Monitoring of surface deformation has been linked to temporal variations of reservoir behaviour. Fialko and Simons (2000) used InSAR data from 1993 to 1999 to monitor the Coso geothermal Field in California. They detect that after 1995, the subsidence expanded to the south part of the main production area.

Monitoring strategy

GNSS

We developed a GNSS network combining continuous and temporary GNSS stations. Presently 6 continuous GNSS (cGNSS) stations are installed in the studied area, completed by 3 temporary stations. One cGNSS station is located at GPK1 and another one on the platform of the EGOCI geothermal plant. In the next future we will deploy 2 new continuous GNSS stations (figure 1). This dense network relies on the EOST regional GNSS network covering the whole Upper Rhine Graben.

In order to define the best processing strategy to define the vertical movement from our GNSS network, we have developed a controlled subsidence experiment on the roof of the EOST building (figure 2). Two experiences have been done. The first one consists of a quick subsidence (~1.5 mm/week) while the second one mimics a slower subsidence (~0.5 mm/week).

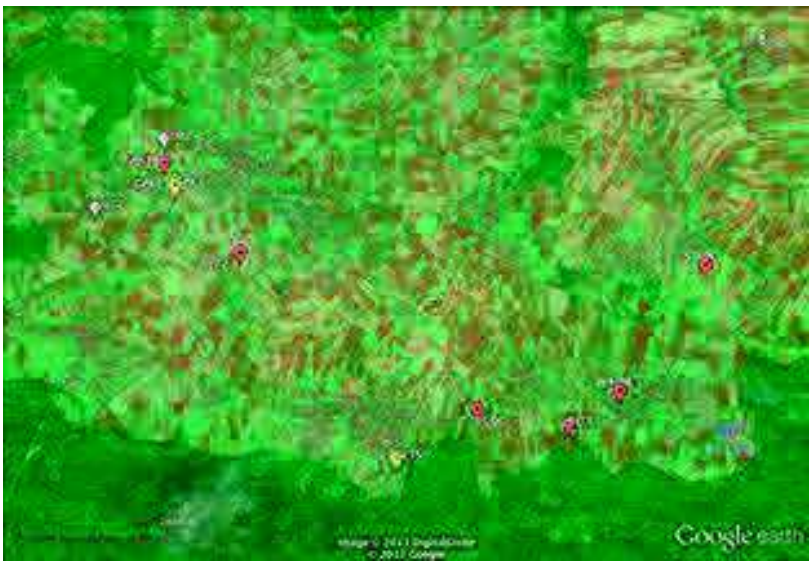


Figure 1: GNNS network. Red: installed continuous GNSS station. White: campaign GNSS site. Yellow: continuous GNSS stations to install

Figure 2: Controlled subsidence site

Insar

We have started a program of TerraSAR-X acquisitions since March 2012 and have funds for acquisition until March 2014. Retaining radar coherence in the proposed region is a challenge; therefore efforts are made to acquire TerraSAR-X data at the highest frequency (each repeat cycle of 11 days). In order to retrieve the horizontal and vertical component of the deformation field and to increase the temporal sampling both ascending and descending orbits are analysed at strategic temporal periods. The retrieval of surface deformation is done through InSAR and permanent scatterers (PS_InSAR) processing of the TerraSAR-X dataset. We expect that man-made structures in the neighborhood of the geothermal plants will provide sufficiently stable reflectors to allow motion of permanent scatterers to be analysed. And we tested the use of corner reflectors, which have proved to be a good addition in regions of low reflectivity.
We also acquired an archive of SAR dataset covering the 1991-2011 period. Preliminary results show good coherence over the area (figure 3).

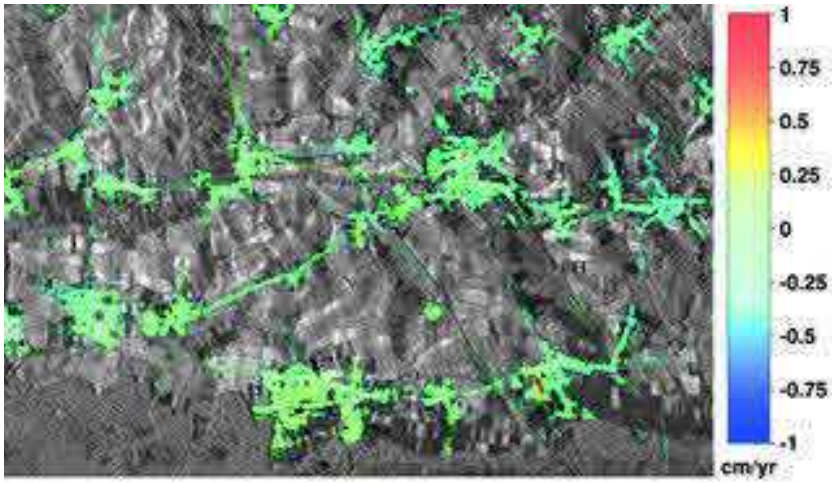


Figure 3: Preliminary results from the InSAR data.

Conclusion

Our project is going ahead as expected. It is in synergy with the work package of the Labex project (http://eost.unistra.fr/recherche/g-eau-thermieprofonde/). Our work contributes to WP1, WP2 and WP3 of the Labex project.

- It will provide information on the surface deformation of the entire Rhine graben and therefore image potential reservoirs in their natural state (WP1)
- It will contribute to the better understanding of the regional strain field, linked with the exploration of deep geothermal resources (WP2),
- It will provide information on the surface deformation above geothermal exploitation during stimulation (WP3)

References

Carnec, C., & Fabriol, H. (1999). Monitoring and modelling land subsidence at Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico, using SAR interferometry. *Geophys. Res. Lett. , 26*, 1211-1214.

Eneva, M., Adams, D., Falorni, G., & Morgan, J. (2012). Surface Deformation in Imperial Valley, CA, From Satellite Radar Interferometry. *GRC Transactions , 36*, 1339-1344.

Eneva, M., Falorni, G., Adams, D., Allievi, J., & Novali, F. (2009). Application of satellite Interferometry to the Detection of surface Deformation in the salton sea Geothermal Field, california. *GRC Transactions , 33*, 315-319.

Fialko, Y., & Simons, M. (2000). Deformation and seismicity in th eCoso geothermal area, Inyo County, California: Observations and modeling using satellite radar interferometry. *J. Geophys. Res. , 105*, é&,781-21,794.

Glowacka, E., Sarychikhina, O., Suarez, F., Alejandro Nava, F., & Mellors, R. (2010). Anthropogenic subsidence in the Mexicali Valley, Baja California, Mexico, and slip on the Saltillo fault. *Environ Earth Sci. , 59*, 1515-1524.

Hole, J., Bromley, C., Stevens, N., & Wadge, G. (2007). Subsidence in the geothermal fields of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand from 1996 to 2005 measured by InSAR. *Journal of Volcanology and Geothermal Research , 166*, 125-146.

Massonnet, D., Holzer, T., & Vadon, H. (1997). Land subsidence caused by the East Mesa gethermal field, California, observed using SAR interferometry. *Geophysical Research Letters , 24*, 901-904.

Massonnet, D., Holzer, T., & Vadon, H. (1998). Correction to "Land subsidence caused by East Mesa geothermal field, California, observed using SAR interferometry". *Geophysical Research Letters , 25* (16), 3213.

Mossop, A., & Segall, P. (1997). Subsidence at The Geysers geothermal field, N. California from a comparison of GPS and leveling surveys. *Geophysical Research Letters , 24* (14), 1839-1842.

Motoyama, T., Ehara, S., & Tajiri, H. (1999). Observation of Ground Deformation at Geothermal Fields by GPS. *Technology Reports of Kyushu University , 72* (6), 659-666.

Nishijima, J., Fujimitsu, Y., Ehara, S., Kouno, E., & Yamauchi, M. (2005). Micro-Gravity Monitoring and Repeated GPS Survey at Hatchobaru Geothermal Field, Central Kyushu, Japan. *Proceedings World Geothermal Congress 2005.* Antalya, Turkey.

Annexe E

Poster à l'EGU en 2014

Heimlich, C., Masson, F., Gourmelen, N. (2014) Geodetic monitoring strategy at the geothermal sites of Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen (Upper Rhine Graben, France), EGU General assembly 2014, Vienna, Austria, April 28 – May 2, 2014

Geophysical Research Abstracts
Vol. 16, EGU2014-**PREVIEW**, 2014
EGU General Assembly 2014
© Author(s) 2014. CC Attribution 3.0 License.

Geodetic monitoring strategy at the geothermal sites of Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen (Upper Rhine Graben, France)

Christine Heimlich (1), Frédéric Masson (1), and Noel Gourmelen (2)
(1) IPGS-EOST, University of Strasbourg, (2) School of Geosciences, University of Edinburgh

The European Cenozoic rift system, and in particular the Upper Rhine Graben offers a high potential of deep geothermal energy due to the well known geothermal anomaly and to the number of subsurface temperature data from oil exploration in the Upper Rhine Graben. One example is the Soultz-sous-Forêts Enhance Geothermal System (EGS) located in the French part of the Upper Rhine Graben. The Soultz-sous-Forêts EGS started in 1987 as a deep geothermal research site. The wells are drilled in naturally fractured and altered granites from 3200 to 5260 m depth located in the vicinity of quasi North-South faults. It is the first EGS site connected to the electric network, its electric production capacity is of 1.5MWe. A second EGS site, ECOGI, is in development near the village of Rittershoffen located at 7 km from Soultz-sous-Forêts. The objective of ECOGI is to produce 24MWth energy for an industrial use with a doublet configuration of wells at depths around 2500 and 3000 meters. Both EGS sites benefit of the natural circulation of geothermal water.
Some challenges in geothermal power plant are to understand the long-term behavior of the geothermal system and the induced seismicity. In the Soultz-sous-Forêts plant, borehole measures give evidences of aseismic slip (Bailleux et al., 2013). And previous geodetic monitoring studies of other deep geothermal plants show subsidence and horizontal displacements due to geothermal exploitation (e.g. Massonnet et al., 1997; Nishijima et al., 2005; Fialko and Simons, 2000). The ability of geodesy tools to provide information about dynamic behaviour and the change in the local stress field around the geothermal site make them a suitable method to meet these challenges.
Therefore, we establish a long-term geodetic monitoring system of the two geothermal sites. This work presents the monitoring strategy and the preliminary results. We install a network of continuous GNSS and INSAR data are in acquisition. Our aim is to monitor local surface displacement in natural, in stimulation and production states of the geothermal plants. GNSS and INSAR are two spatial geodetic methods with millimeter accuracy. The GNSS provides information about the absolute 3D displacement at some point location. And the INSAR method gives high spatial (meters) information of relative displacement.

Annexe F

Proceeding des présentations au congrès EGW en 2014 à Karlsruhe

Présentation orale

Heimlich, C., Masson, F., Gourmelen N., Schmittbuhl, J., Azzola, J., Kim, S-W (2014) Uplift around the geothermal power plant of Landau (Germany) observed from InSAR monitoring, 3rd European Geothermal Workshop, KIT Karlsruhe, Germany, October 15-16, 2014

Poster

Heimlich, C., Masson, F., Gourmelen N. (2014) A geodetic monitoring of the Soultz-sous- Forêts and Rittershoffen geothermal sites, 3rd European Geothermal Workshop, KIT Karlsruhe, Germany, October 15-16, 2014

EGW 2014
3rd European Geothermal Workshop
Karlsruhe, 15-16 October 2014

Uplift around the geothermal power plant of Landau (Germany) observed from InSAR monitoring

Christine Heimlich, Frédéric Masson, Noël Gourmelen, Jean Schmittbuhl, Jérôme Azzoli, Sang-Wan Kim

christine.heimlich@unistra.fr

Keywords: PSI, geothermal monitoring, time series, uplift

1. ABSTRACT

Modern geodetic measures provide information on surface deformation at high accuracy. Using radar remote sensing techniques, we image an uplift of several centimeters over a square kilometer area around the geothermal power plant of Landau (Germany). The surface deformation affects a large part of the city. The persistent scatterers interferometry (PSI) processing of the synthetic aperture radar (SAR) images shows that the displacement initiates in the summer 2013 and increased during the whole production time, until March 2014. Results from modeling suggest that a significant injection of fluid occurred around 400 meters depth below the geothermal plant during the first phase of deformation.

2. DATA AND METHOD

Since 2012, we acquire synthetic aperture radar (SAR) images from TerraSAR-X satellite. We process the images using SAR interferometry (InSAR) (e.g. Massonnet, et al., 1997) and persistent scatterer interferometry (Ferretti et al., 2001; Hooper et al., 2004) processing. The interferometry technique measures the change in the distance between the ground and the satellite. The repeat time between two pass of the TerraSAR-X satellite is of 11 days. But gaps exits in our dataset. The wavelength of the X-band is 3.1 cm. The images are acquired in the descending orbit at an incidence angle of 21° over Landau. The pixels have a metric resolution.

The measures correspond to a deformation in the Line of Sigh (LOS) direction that is mainly sensitive to the vertical component of displacement. We use PSI process to establish the time series of the surface displacement over the city of Landau. And we compare our results to the leveling results made by the city of Landau (www.bodenhebungen-landau.de).

3. RESULTS

We observe a quasi-circular displacement pattern on the South of Landau around the geothermal plant during the April 2012-April 2014 period. The quasi-circular pattern of displacement occurs during the summer 2013-spring 2014 period (figure 1). The deformation pattern is typical of uplift displacement. The radius of the area affected by the displacement extends to 1000 meters. However we observe a large north-south elongated area of moderate uplift up to the North of Landau.

Time evolution analysis shows that we can distinguish four main periods. 1) First, we see a continuous uplift in the North of Landau located in the area of oil field exploitation (figure 2, time series A and B). The uplift rate is of 1.5 cm/yr. 2) A new displacement field appears in the South of Landau in the vicinity of the geothermal plant in July 2013. This event is clearly visible in the time series between July and September 2013 (figure 2, time series C, D, E and F). The amplitude of displacement decreases with the distance from the power plant. 3) A deformation extends in the city in a North-South direction. 4) In the middle of March 2014 a subsidence initiates in the vicinity of the geothermal power plant.

4. MODEL

According to the linear evolution of the deformation in time and the smooth evolution in space, we propose that the dominant response of the underground is elastic. We inverted the results of PSI and test several models of reservoir deformations: e.g. simple point source model, ellipsoid model (Mogi, 1958; Segall, 2009). The results of the Mogi point source model inversion from the PSI displacement between the 30th July 2013 and 23 September 2013 is presented figure 3. Results of the tests give deepness around 400 meters below the geothermal plant.

5. CONCLUSION

Our study demonstrates the importance of geodetic methods to find out the origin of surface deformation. The PSI results give information about the time evolution of the surface displacement. Four main periods are proposed and 3 pattern of surface deformation are detected: the first one in the oil field area, the second one centered on the geothermal field and the last one over Landau in a North-South direction.

REFERENCES

Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F.: Permanent scatterers in SAR interferometry, Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 39, (2001), 8-20.

Hooper, a., Zebker, H., Segall, P., Kampes, B.: A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers, *Geophysical Research Letters*, **31**, (2004).

Massonnet, D., Holzer, T., Vadon, H.: Land subsidence caused by the East Mesa geothermal field, California, observed using SAR interferometry, *Geophysical Research Letters*, **24**, (1997), 901-904.

Mogi, K.: Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. Bulletin of Earthquake Research. Institute of University of Tokyo, **36**, (1958), 99-134.

Segall, P.: Earthquake and volcano deformation. Princeton University Press, Princeton (2009).

FIGURES

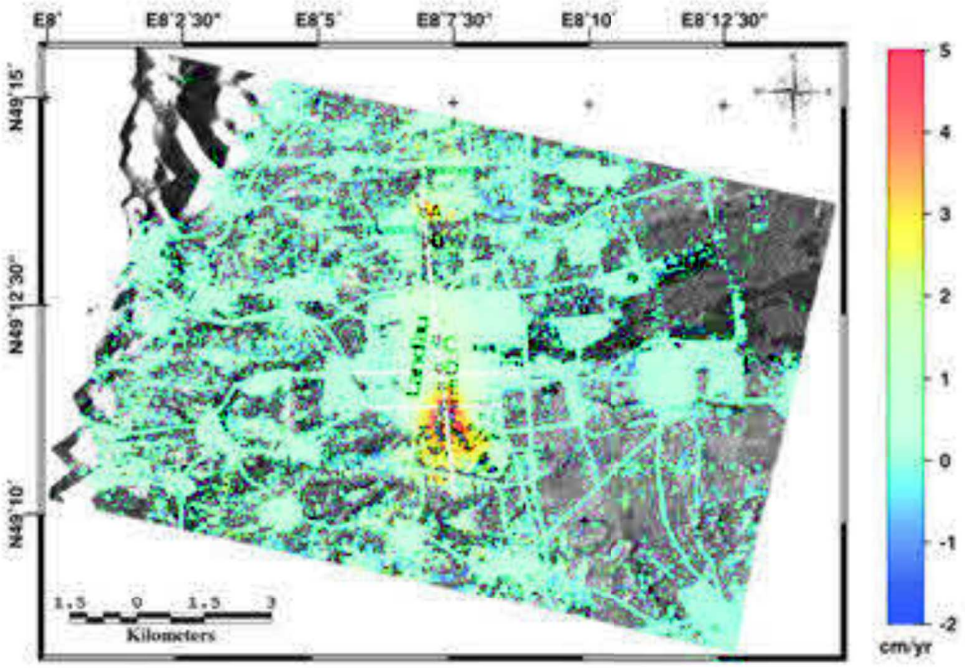


Figure 1: Mean displacement velocity (cm/yr) in LOS direction (positive towards the satellite) over the city of Landau between 8th July 2013 and 9th April 2014 obtained from the PSI results analysis. White lines, profiles; white stars, location of the time series results (figure 2); white circle, location of the geothermal power plant.

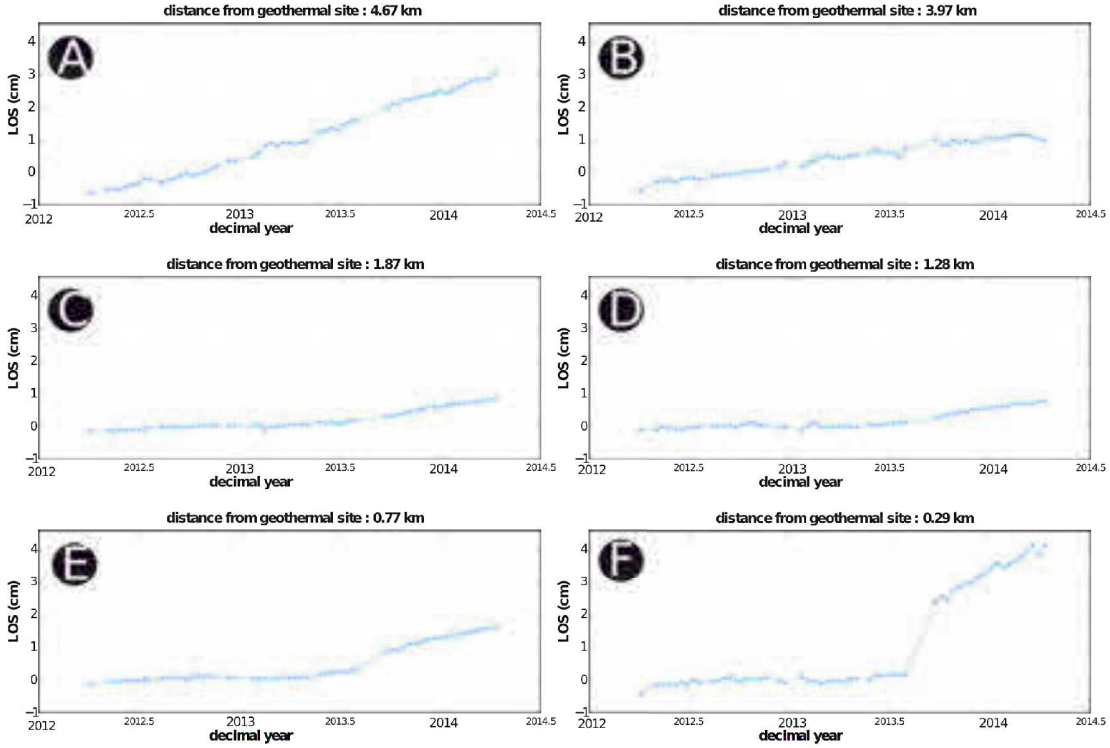


Figure 2: Time series of the LOS displacement toward the satellite at the 6 points area located figure 1 on the North-South profile.

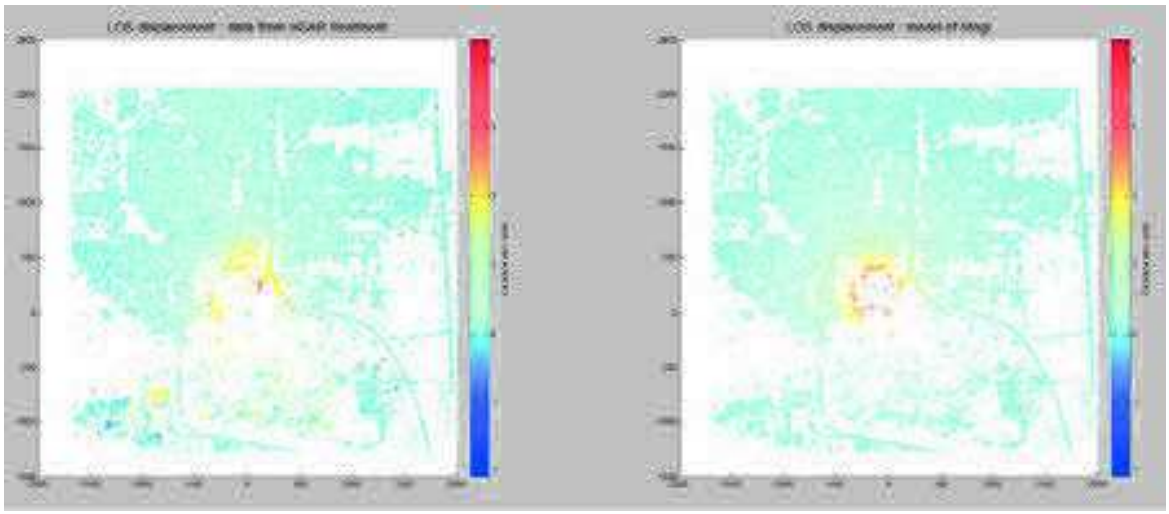


Figure 3: LOS displacement (cm) between the 30th July 2013 and 23 September 2013. Left, PSI results; right, results from inversion using a simple source model (Mogi, 1958).

EGW 2014
3rd European Geothermal Workshop
Karlsruhe, 15-16 October 2014

A geodetic monitoring of the Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen geothermal sites

Christine Heimlich, Frédéric Masson, Noël Gourmelen
christine.heimlich@unistra.fr

Keywords: GNSS, InSAR, Geothermal monitoring, Time series

ABSTRACT

The geothermal site of Soultz-sous-Forêts began as a research site for deep geothermal production in the 80s and is converted to an electrical power plant in 2008. A second power plant, ECOGI, is in development near the village of Rittershoffen located at 7 km from Soultz-sous-Forêts. Both deep geothermal sites benefit of the natural circulation of geothermal water in deep altered granites. Seismic and aseismic slips were observed on the Soultz-sous-Forêts power plant. Therefore, we establish a long-term geodetic monitoring of the geothermal sites of Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen in order to better understand the process involved in geothermal energy. The geothermal field will be monitor at the different periods of its evolution: in the natural state of the site, during the drilling period, during stimulation and during the production period.

The monitoring strategy combines two spatial geodesy methods: global Navigation Satellite System (GNSS) and Synthetic Aperture Radar Interferometry (InSAR). We present here the results of our monitoring in the natural state of the geothermal sites (2012-2014) and during the drilling phase of ECOGI site (2012 and 2014). We present also the result of the processing of the archive of ERS observation from 1992 to 2010 (drilling and production period for the Soultz-sous-Forêts power plant).

1. GNSS MONITORING

1.1 Location of the GNSS network

In 2013, we developed a continuous GNSS network in the vicinity of the two geothermal sites. Two stations are located on the Soultz-sous-Forêts platform (GPK1 and GPK2), one on the Rittershoffen platform (ECOG) and tree in the vicinity of Rittershoffen (figure 1). We process the data using double difference with a local network of continuous GNSS stations.

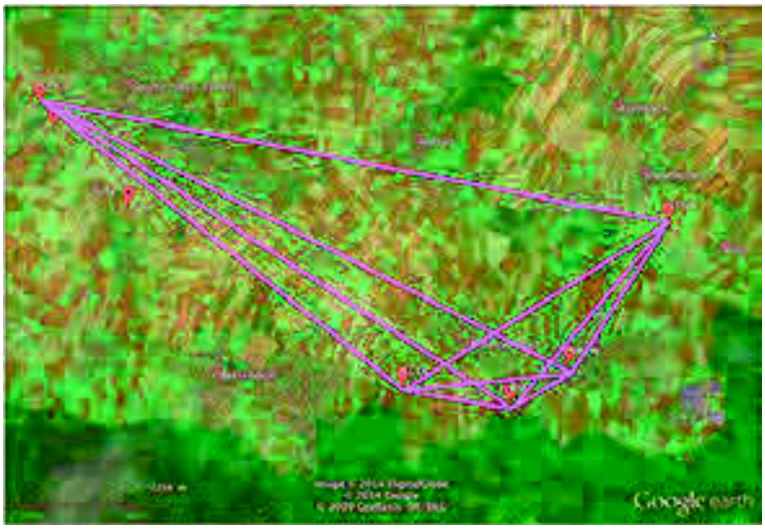


Figure 1: Location of the continuous GNSS stations (red symbols) and their corresponding baselines (pink lines).

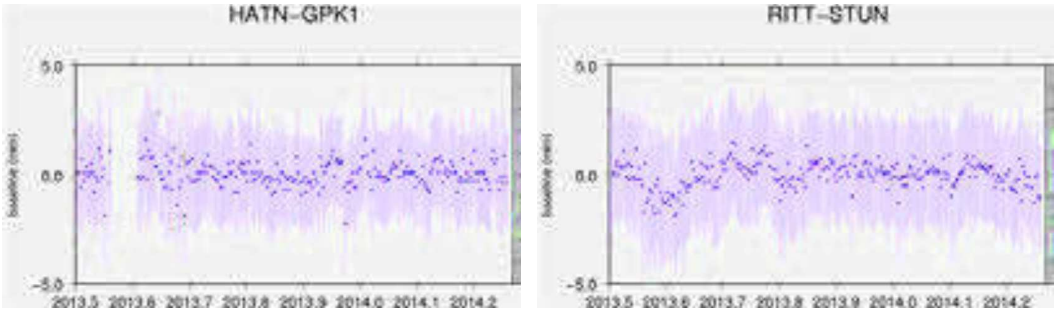


Figure 2: Examples of baseline length variations (mm) between July 2013 and March 2014

1.2 vertical experiment

In order to test the ability of GNSS to measure the vertical motion, we do a controlled vertical experiment of a GNSS antenna. The antenna is moved from 0.5 mm to the vertical every week. The modelled results of mean motion speed is then of 26 mm/year. We processed the data by double-difference.

The result within 137 days of displacement gives a trend of 25.1 mm/year with an rms of 3.2 mm and a total displacement of 9.4 mm whereas the controlled vertical displacement is 9.5 mm (figure 3).

The GPS experiment shows that a vertical deformation > 5 mm is detected by GPS. Considering that the GPS is more sensitive on the horizontal components, the detection threshold will be less on the horizontal components. The surface deformation monitoring will be able to detect surface displacements at a millimeter order.

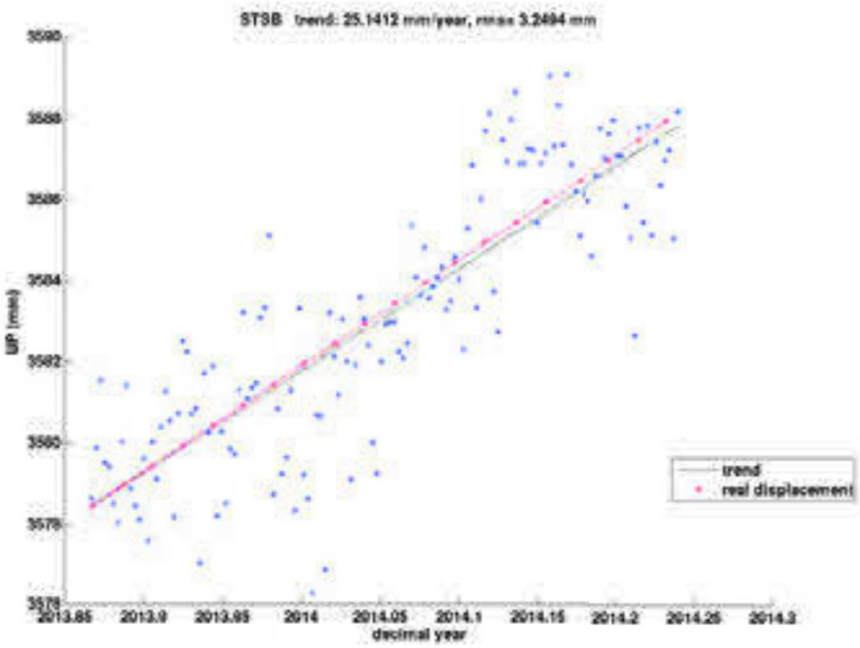


Figure 3: Examples of baseline length variations (mm) between July 2013 and March 2014

2. INSAR MONITORING

The Synthetic aperture radar (SAR) images are provided by the German TerraSAR-X satellite since 2012. They are processed by Interferometry (InSAR) and persistent scatterers (PSI) method. The results will give information about surface deformation over a large area at millimetre order in the satellite direction that is close to vertical.

We also processed the archive images of ERS satellite (1992-2010) corresponding to the period of drilling, stimulation and production period of the Soultz-sous-Forêts site.

3. CONCLUSION

During the production period, the aim of the geodesy monitoring is to provide constrains on the dynamic behavior of a geothermal reservoir at the relevant space and time scales. The geodesy monitoring will also be a good indicator in case of damages and therefore it will help for the acceptability of the power plant. The results will be an input for reservoir modeling and give information about possible fault reactivation, induced seismicity and slow deformation.

A geodetic monitoring of the Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen geothermal sites

Christine Heimlich[1], Frédéric Masson[1], Noël Gourmelen[2]

[1] EOST/ITES, 5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, FRANCE

[2] School of Geosciences, University of Edinburgh, UK

christine.heimlich@unistra.fr

1 - Abstract

The Cenozoic Limagne rift system and in particular the Upper Rhine Graben North-East of France and South-West of Germany offers a high potential of deep geothermal energy due to a geothermal anomaly. In the 90s, a research and development geothermal exploration was undertook in the Soultz-sous-Forêts area (Upper Rhine Graben), because of the well-known geothermal anomaly and the numerous subsurface temperature data due to oil exploration (figure 1). The Soultz-sous-Forêts geothermal site is an Enhanced Geothermal System (EGS). The wells are drilled in naturally fractured and altered granites from 1400 m to 5000 m depth located in the vicinity of a pre-Permian basin fault. In a first time (05) two wells were connected to the electrical network, to existing production capacity of 1.5 MWe.

A second EGS site (ECOGI, 11 km southeastern) was also under design at Rittershoffen (located at 7 km from Soultz-sous-Forêts). The objective of ECOGI is to produce 24MWth energy for an industrial use with a doublet configuration at depth of between around 2500 and 3000 meters from 2012 (the benefit of the second exploration geothermal well).

Soultz-sous-Forêts

ECOGI

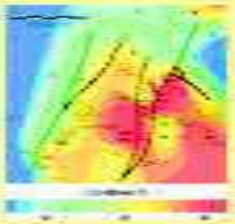


Figure 1
Temperature in °C at 500 m depth in the area of Soultz-sous-Forêts (Vidal et al., 2017). Location of geothermal (black circles) and fault (black lines) sites, villages (dashed areas).

Some challenges in geothermal power plants are to understand the long-term behavior of the geothermal system and the induced seismicity in the Soultz-sous-Forêts event, therefore measure ground deformations of seismic size (Bellahsen et al., 2012) and develop geodetic monitoring studies of these deep geothermal plants while hydrothermal and tectonic processes have an geothermal exploitation (e.g. Wassmann et al., 1997; Trautwein et al., 2005).

The aim of our project is to monitor the surface displacement over the two geothermal sites in several steps, during the drilling and test, during exploitation and during production states of the geothermal plants.

2 - Geodetic monitoring

The monitoring strategy combines two spatial geodesy methods: Global Navigation Satellite System (GNSS) and synthetic Aperture Radar Interferometry (InSAR)(figure 2). We developed a continuous GNSS network in the vicinity of the two geothermal sites (figure 3).

We present here the results of our monitoring on the natural state of the geothermal sites (2012-2016) and during the drilling phase of ECOGI (mid-2012 and 2014).

No significant deformation is detected.

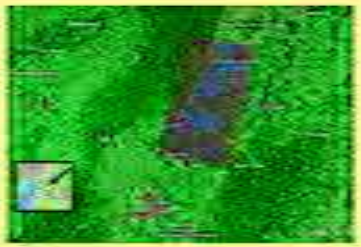
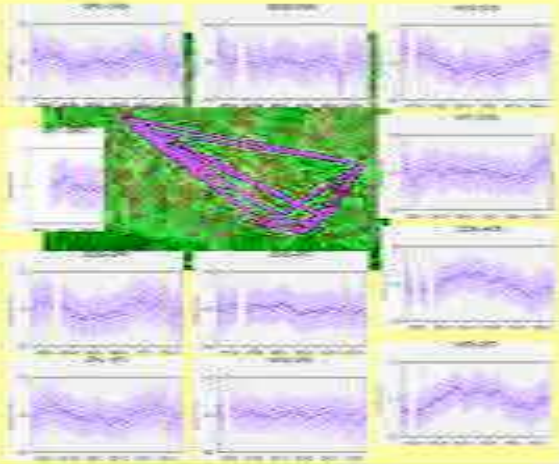


Figure 2 (left)
Coverage of the Sentinel-1 images on the two geothermal sites (ECOGI and Soultz), and location of Cenozoic rifts (Illies, 1981). Historic seismicity around the area of interest (mid-magnitude).

Figure 3 (right)
Location of the GNSS network and baseline length variations, from between July 2012 and September 2016.



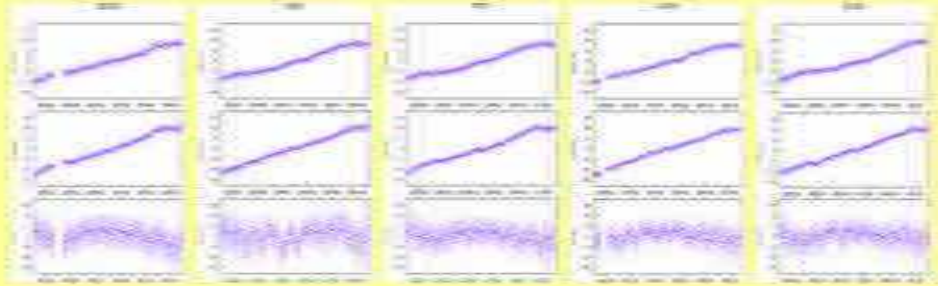


Figure 4: Time series of GNSS 3D displacements during stimulations, from during three seasonal years from July 2012 to September 2016.

3 - Vertical experiment

Because the vertical velocity of millimetric order is a challenge in GNSS processing, in order to test the ability of GPS to measure the vertical motion, we did a controlled vertical displacement of a GPS antenna. The antenna is moved vertically of 1.1 mm every week. The theoretical velocity of these vertical motion is 1 mm/ day. We processed this data by double-differences, classically used in geodetic applications (figure 5).

The result within 127 days of displacement gives a trend of 0.11 mm/week with a RMS of 0.1 mm and a total displacement of 0.4 mm. Whereas the cumulative vertical displacement = 0.3 mm.

Date	Number of days	Mean speed	Differences height	Total differences
day 1	1 day	1 mm/day	1 mm	1 mm
day 7	7 days	1 mm/day	1 mm	7 mm
day 14	14 days	1 mm/day	1 mm	14 mm
day 21	21 days	1 mm/day	1 mm	21 mm
day 28	28 days	1 mm/day	1 mm	28 mm
day 35	35 days	1 mm/day	1 mm	35 mm

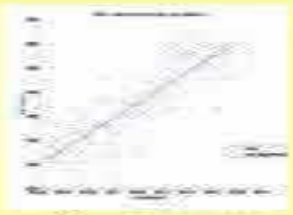


Figure 5 : Time series of the vertical experiment. Blue: position estimations; red: best estimations of the antenna height; yellow: RMS of the results.

4 - Conclusion

The surface deformation monitoring will be used to detect surface displacements at a millimetric scale. The GPS experiment shows that a vertical deformation of 1 mm is detectable by GPS. Also the GPS is more sensitive on the horizontal components, so the detection thresholds will be less on the horizontal components.

We did not measure at the significant surface displacement in the various states in during the drilling.

The aim of the geodetic monitoring is to provide information on the dynamic behaviour of a geothermal reservoir at the kilometer scale and over years. Then, the results will be an input for reservoir modeling and give information about possible fault reactivation, induced seismicity and strain deformation. The geodetic monitoring will also be a good indication in case of damages and therefore it will help for the acceptation of the power plant.

Acknowledgements: This work has been done under project the Interreg-Upper Rhine project (...) ANR-07-VULN-PROTOGES and scientific thesis (...) funding from the state managers by the French National Research Agency as part of the Investissements for the future program.

Bibliography

Bellahsen et al., 2012 : Localization of deformation processes at the Upper Rhine Graben: insights from geophysics and tectonomorphic analysis, International Geology Review.

Baumann and Dresmann, 2007 : Characterization and analysis of the Upper Jurassic - (...) in the western and eastern Molasse Basin and Rittershoffen, Geothermal Energy Science, 10.

Chauvin et al., 1990 : Decreased thrusting and mantle heterogeneities in the transform regime of continental rift zones, Journal of Geophysical Research, 100.

Wassmann et al., 1997 : Earth Interactions, Geophysical Research Letters, 24, 307-310.

Vidal et al., 2015 : Brine-Driven Mineralogy and Petrophysical (...) Soultz-sous-Forêts, France, Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia.

Annexe G

Résumé de la présentation à l'AGU en 2014

Heimlich, C., Masson, F., Gourmelen N., Schmittbuhl, J., Azzola, J., Kim, S-W (2014) Uplift around the geothermal power plant of Landau (Germany) observed from InSAR monitoring, AGU 2014, San Francisco, USA, December 18, 2014

Uplift around the geothermal power plant of Landau (Germany) observed from InSAR monitoring

Christine Heimlich, IPGS-EOST, University of Strasbourg, christine.heimlich@unistra.fr
Frédéric Masson, IPGS-EOST, University of Strasbourg
Noël Gourmelen, School of Geosciences, University of Edimburgh
Jean Schmittbuhl, IPGS-EOST, University of Strasbourg
Jérôme Azzola, Ecole nationale des Mines de Nancy
Sang-Wan Kim, Department of Geoinformation Engineering, Sejong University

ABSTRACT

Geodetic measures provide information on surface deformation at high accuracy. From a geodetic radar survey, we imaged a pluri-centimeter uplift over a kilometer area around the geothermal site of Landau (Germany). Observations are based on two data treatments of the Synthetic aperture radar (SAR) acquisitions from TerraSAR-X satellite: synthetic aperture radar interferometry (InSAR) and permanent scatterer (PS). This geothermal production plant is located in the South of the city and the surface deformation affects a large part of the city. Time evolution of the deformation shows that the displacement initiates in the summer 2013 and increases during the whole production time, until March 2014. Results from modeling suggest that a significant injection of fluid occurred between 400 and 500 m depth below the geothermal plant during the production phase.

Keywords

Geothermal monitoring, surface displacement, PS-InSAR

Annexe H

Poster présenté au 2e Historical Earthquake Colloquium en 2015 à Strasbourg

Heimlich, C., Masson, F., Doubre, C. (2015) Current surface displacements observed from TerraSAR-X InSAR monitoring at local scale in the Upper Rhine Graben, 2nd Historical Earthquake Colloquium, Strasbourg, France, May 12, 2015

Current surface displacements observed from TerraSAR-X InSAR monitoring at local scale in the Upper Rhine Graben

Christine Heimlich, Frédéric Masson, Cécile Doubre

IPGS-EOST. 5 rue René Descartes. 67084 Strasbourg Cedex. FRANCE

Heimlich.christine@gmail.com

1 – Introduction

This study presents the results of InSAR monitoring at regional scale in the Upper Rhine Graben (URG). The studied area is located on the western part of the Upper Rhine Graben, from the Soultz-sous-Forêts area (North Alsace, France) to Landau (South Rheinland Pfalz, Germany) (Figure 1). We processed SAR images acquired by TerraSAR-X satellite in descending pass between May 2012 and January 2015 with StaMPS software using Persistent Scatterers method (Hooper et al., 2004). We then access to the surface deformation of the ground in the studied area and its time evolution, which allows to characterise the deformation as steady-state or transient. Despite the short time duration of our time series, several areas affected by surface displacements are identified. Some of them are clearly associated with industrial activity. The others displacements have to be more investigated in order to identify the origins of displacements in these areas.

2 - Context

The Upper Rhine Graben is a continental rift system which initiates in the Eocene and is part of the European Cenozoic Rift System. It benefits of geothermal anomaly, especially in its middle part which is the area of interest of this study (Clauser et al., 2002).

Nowadays the main seismicity occurs in the South of the URG (Edel et al., 2006). And there is a gap of events in the middle of the URG. But aseismic slips with anthropogenic origin has been observed in geothermal boreholes (Baillieux et al., 2013).

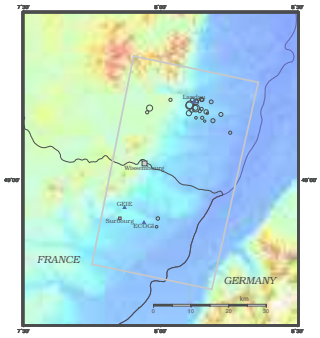


Figure 1

Map of the studied area (background, SRTM DEM). Gray rectangle, location of SAR image acquisition; triangles, location of geothermal power plants; circles, seismicity between May 2012 and January 2015 within the studied area. The size of the circles represents the MLv magnitude (from 0.7 to 2.7) from the RENASS catalogue.

3 – Results

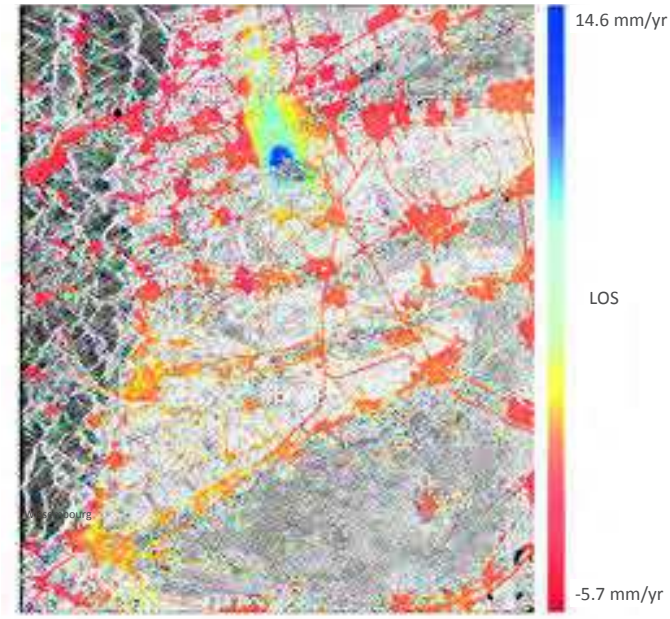


Figure 2

Mean velocity map of the north French and southwestern German areas (from Wissembourg in the South to Landau) between January 2013 and January 2015.

The maps show located deformation.

In the German area (figure 2), we observe four kinds of located deformation.

1) At first order, we observe a pluri-centimetric vertical displacement over 1.5 cm of uplift centred on a geothermal power plant location. The circular pattern has a diameter of around 2 km. The time series (figure 4 & 5) suggests that the displacement is related to a technical incident that occurred in June/July 2013.
2) Another uplift occurs North of Landau (point A & B, figure 4). This uplift is continuous in our time series.
3) We observe a non-homogeneous uplift ranging from 0.5 cm to 1.5 cm over the city of Landau along a North-South orientation. This North-South uplift is temporally associated with the uplift on the geothermal site (figure 4) but the origin remains unclear.
4) At a larger scale, we observe a centimeter subsidence Landau that is consistent with past levelling measurements.

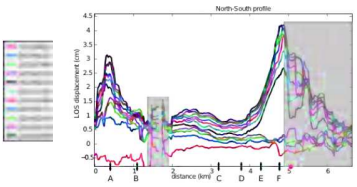


Figure 4

Displacement at relevant dates in the LOS direction (cm) along a North-South profile (km) over Landau (Heimlich et al. (2015) in Geothermal Energy).

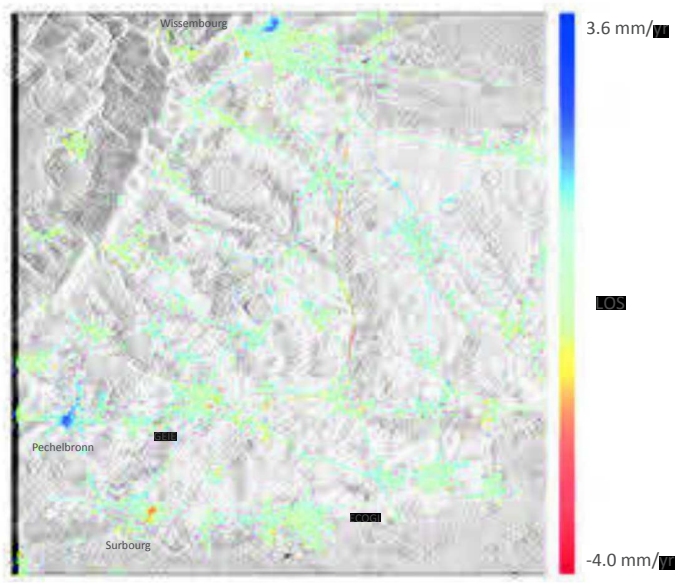


Figure 3

Mean velocity map of the French area (from Wissembourg in the North to ECOGI) between May 2012 and October 2014.

In the French area (figure 3), we observe quasi-nil displacements. The ground velocity map reveals low deformation in Surbourg, Pechelbronn and Wissembourg. Their spatial extension is < 1 km.

4 – Conclusion

Displacements are located on existing faults in Surbourg and Pechelbronn but the origin of the displacement is unclear. Are there due to tectonic displacements or a differential behaviour of ground beneath fault zone?

In the Landau area, we observe at first order the anthropogenic displacement around the geothermal power plant. In the North, the origin of the uplift has to be investigated, it can be either related to oil production or to tectonic displacement. The North-South uplift over the city of Landau extend between this two center of uplift. This North-South uplift is temporally associated with the displacement surrounding the geothermal power plant but the origin remains unclear: it could be related to either the geothermal power plant incident, the oil field exploitation, the water pumping, the displacements on the main tectonic faults or a combination of these processes? The analysis of the displacements has to be completed with other geodetic and geophysical data and modelling in order to better estimate the influence of each cause.

In the future, the analysis of a longest time-series and the modelling approach will help to better understand the processes which are involved.

Acknowledments

This work has been done under the framework of the LABEX ANR-11-LABX-0050_G-EAU-THERMIE-PROFONDE and benefits from a funding from the state managed by the French National Research Agency as part of the Investments for the future program and is also supported by the Région Alsace. The TerraSAR-X dataset is provided by the German spatial agency DLR.

Annexe I

Proceeding de la présentation au congrès EGW en 2015 à Strasbourg

Heimlich, C., Masson, F. (2015) Surface displacements around the geothermal power plant of Landau (Germany) during the 2013-2014 event. European Geothermal Workshop 2015, Strasbourg, France, October 19-20,2015

Surface displacements around the geothermal power plant of Landau (Germany) during the 2013-2014 event

Christine Heimlich*, Frédéric Masson*

* IPGS-EOST, Strasbourg

heimlich.christine@gmail.com

Keywords: Geodesy, PS-InSAR, Geothermal monitoring, Times series, Surface displacement, leveling, GNSS

ABSTRACT

Mid-2013 an uplift began centered on the geothermal power plant of the city of Landau (Germany) due to a leak in the reinjection well. The uplift has an extension at kilometer order (figure 1). The beginning (3 first months) was analyzed in previous studies (Heimlich et al., 2014; 2015). This uplift occurs until mid-March 2014, followed by a subsidence centered at the same location (figure 2). In this study, we present the observation and analyze of the surface displacements during the whole 2013-2014 period, including the subsidence after the power plant shutting down in March 2014. We also analyze the displacements at larger scale over the area of Landau. For that purpose, we process 60 Synthetic Aperture Radar (SAR) images from TerraSAR-X satellite, covering January 2013 to January 2015. We use StaMPS (Hooper et al., 2004) software with Persistent Scatterers (PS) method to obtain times series and velocity map. At 500 meters from the power plant location, the uplift reaches 4.5 cm. We can assume that the displacement is higher at the power plant location. But, on this place, the PS-InSAR results suffer of decorrelations due to the large displacement rate and to the vegetated areas surrounding the power plant. So it is difficult to quantify the full displacement in this area.

In order to better constrain our results, we analyze the leveling and GNSS results. There are 2 leveling acquisitions at some locations before the leak event, in 1993 and 2011. And regular measurements have been done between October 2013 and December 2014 (figure 3). The leveling measurements between 1993 and 2011 show a subsidence at centimeter level (0 to 2 cm) followed by an uplift until March 2014. The main displacement occurs near the power plant location. It reaches 11.2 cm between March 2014 and December 2014.

We analyze also the result of a GNSS station, located in the West-North of the city. The result shows that the city of Landau was first affected by a subsidence from 2004 to beginning 2008 then was affected by an uplift until end 2009. From 2010 to 2012 the vertical displacement is not significant. During 2012 until mid-2013, we observe a

subsidence, then an uplift until mid 2014 (end of the acquisition). The GNSS station vertical displacement is consistent with the displacement that affects the central part of the city of Landau. The combining of three geodetics tools provides better constrains to analyze the displacement.

We use a simple model, the Mogi model (Mogi, 1058) used in volcanology, to explain the surface displacement around the power plant location at the different periods of the surface deformation. During the uplift period, all inversion results give a deepness around 400-500 m. During the subsidence, the source deepness is at 50 on the beginning then at 300 meters.

In this study, we see the utility of geodesic tools to prevent and to analyze in space and time the surface displacements due to human activities. Our results highlight also the differential displacements that can be related to geological structures.

Figures

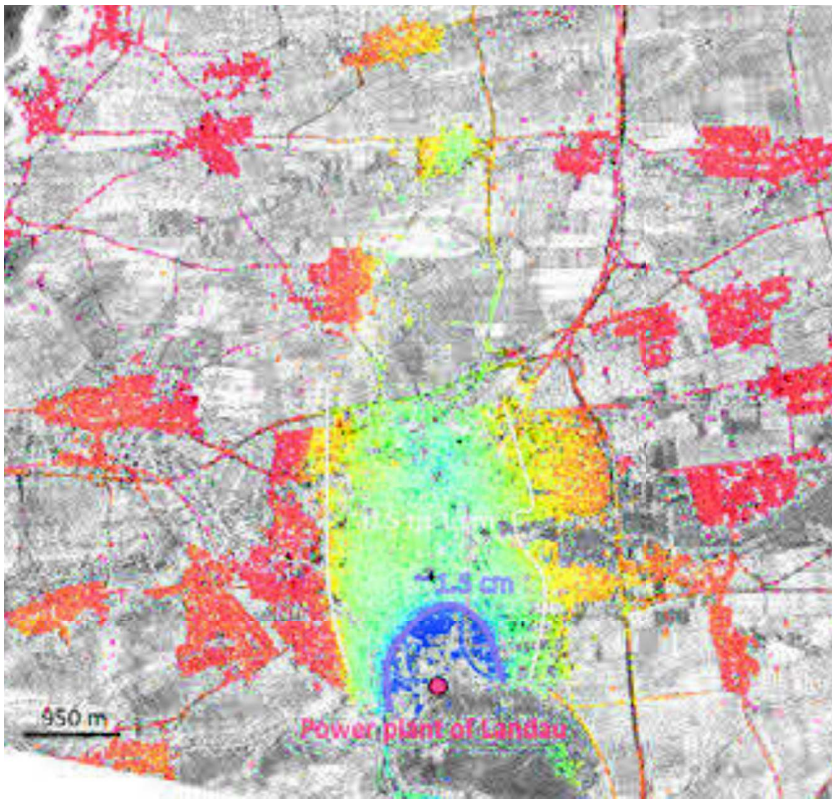


Figure 1: Surface displacements over Landau from January 2013 to January 2015 images. Red circle, power plant location. The scale exetend from zero (red) to (blue).

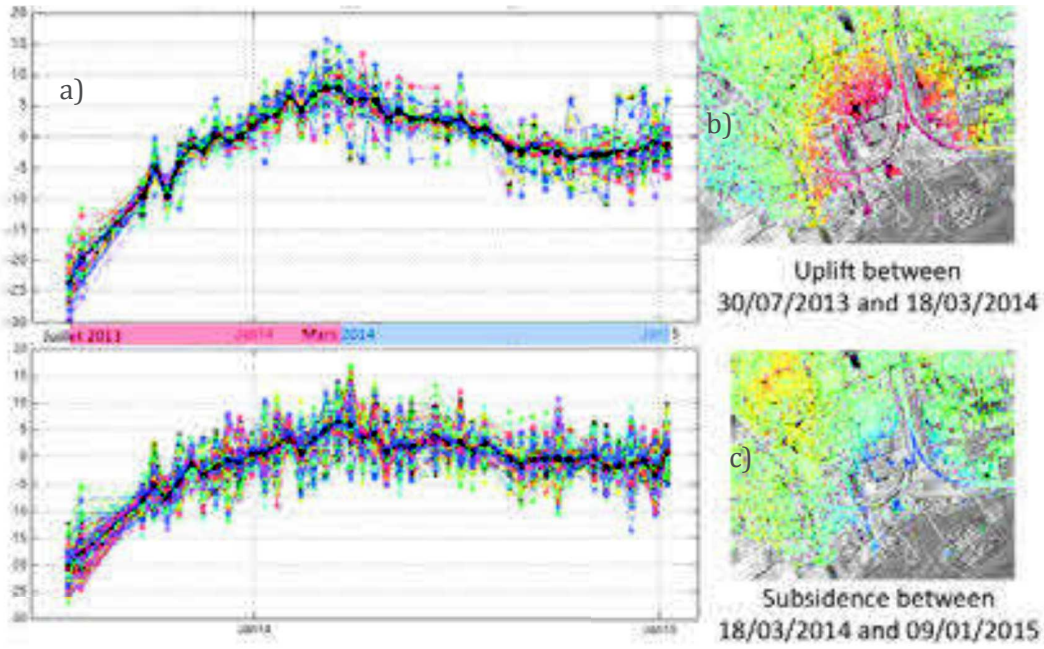


Figure 2: Surface displacements arround the power plant location. a) times series of surface displacements (in mm) ; b) uplift between July 2013 and March 2014 ; c) subsidence between March 2014 and January 2015.

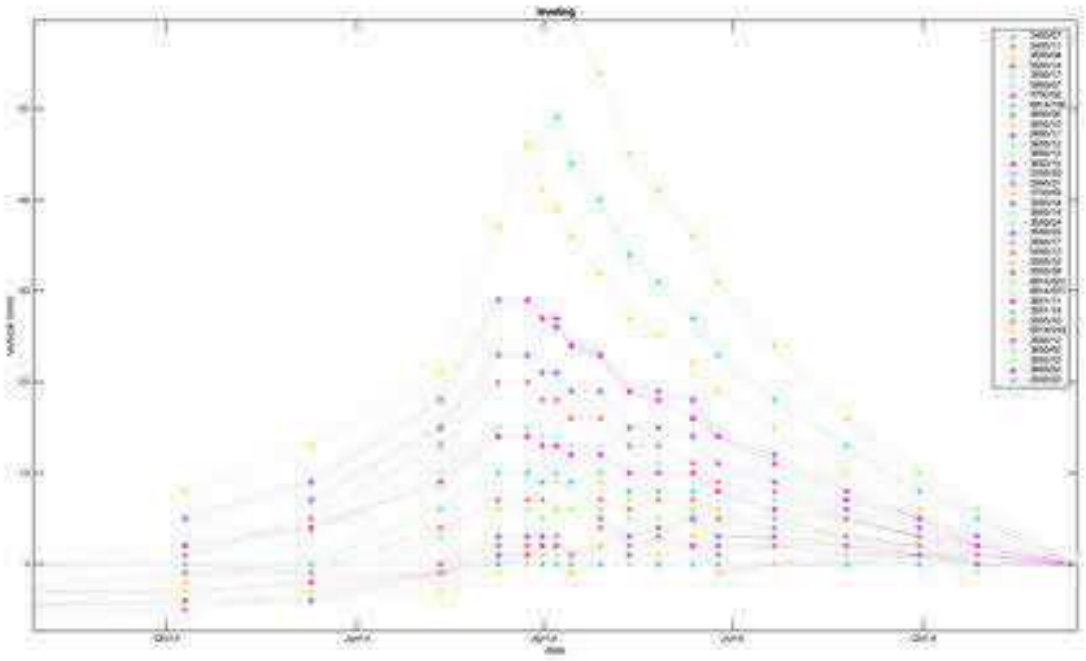


Figure 3 : Time series of vertical displacement (mm) from leveling data between October 2013 and December 2014.

References

Heimlich, C., Masson, F., Gourmelen N., Schmittbuhl, J., Azzola, J., Kim, S-W (2014) Uplift around the geothermal power plant of Landau (Germany) observed from InSAR monitoring, 3rd European Geothermal Workshop, KIT Karlsruhe, Germany, October 15-16, 2014

Heimlich, C., Gourmelen, N., Masson, F., Schmittbuhl, J., Kim, S-W, Azzola, J. (2015) Uplift around the geothermal power plant of Landau (Germany) as observed by InSAR monitoring, Geothermal Energy 3 :2, DOI 10.1186/s40517-014-0024-y

Hooper et al. (2004) A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers. Geophysical Research Letters, 31, 23.

Mogi (1958) Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. Bull Earthquake Res Inst Univ Tokyo 36:99-134

Annexe J

Congrès 78th EAGE 2016

Heimlich, C., Masson, F. (2016) Surface displacement around the geothermal power plant of Landau (Germany), 78th EAGE Conference and Exhibition 2016, Vienna, Austria, 30 May - 2 June 2016

VIENNA 2016
30 May – 2 June 2016 I Reed Messe Wien

We SBT4 14

Surface Displacements around the Geothermal Power Plant of Landau (Germany)

C. Heimlich (University of Strasbourg (EOST)) & F. Masson* (University of Strasbourg (EOST))

SUMMARY

The Upper Rhine Graben (URG) has high potential for deep geothermal energy owing to a high temperature gradient combined with a large fluid source (Pribnow and Schellschmidt, 2000). One development of this potential is the geothermal power plant of Landau, which is located south of the city of Landau in Germany. The geothermal power plant of Landau (Germany) has a doublet configuration in which one well is the production well and the second well is used for the geothermal water reinjection. The production well was bored in 2005 to 3,300 m deep. The reinjection well was bored in 2006 to 3,170 m deep. The power plant had been running successfully since 2007, but the production stopped mid March 2014, when a major surface deformation was observed in the vicinity of the plant. To understand the processes that might be responsible for this surface deformation, we used data from geodetic radar surveys using synthetic aperture radar (SAR) images, GNSS surveys and levelling surveys.

Introduction

The Upper Rhine Graben (URG) has high potential for deep geothermal energy owing to a high temperature gradient combined with a large fluid source (Pribnow and Schellschmidt, 2000). One development of this potential is the geothermal power plant of Landau, which is located south of the city of Landau in Germany. The power plant has a doublet configuration in which one well is the production well and the second well is used for the geothermal water reinjection. The production well was bored in 2005 to 3,300 m deep. The reinjection well was bored in 2006 to 3,170 m deep. The power plant had been running successfully since 2007, but the production stopped mid March 2014, when a major surface deformation was observed in the vicinity of the plant. To understand the processes that might be responsible for this surface deformation, we used data from geodetic radar surveys using synthetic aperture radar (SAR) images, GNSS surveys and levelling surveys.

Data and methods

In 2012, we begin a SAR monitoring over geothermal sites in North Alsace (France) (Heimlich et al., 2014). The SAR images are provided by the German spatial agency DLR from TerraSAR-X satellite. The acquisition is in band X, which has a 1.5 cm of half wavelength. And the repeated pass of the satellite is of 11 days. For this study, we processed 60 SAR images taken between January 2013 and January 2015 in descending pass. The location of the SAR images is presented on figure 1. This study presents the upper part of this image, from Wissembourg (France) to North of Landau (Germany).
SAR images are processed using Persistent Scatterers Interferometric (PS-InSAR) method with StaMPS software (Hooper et al., 2004). The processing consists to compute interferometric SAR images (InSAR) between a master image and the others images. Then, persistent pixels in all the dataset are selected. We obtain a velocity map (figure 2) and time series of the surface displacements in the Line of Sight (LOS) to satellite direction. In our case, the LOS is close to vertical from 21°.
We use also vertical and horizontal measurements from respectively, levelling and GNSS surveys ordered by the city of Landau.

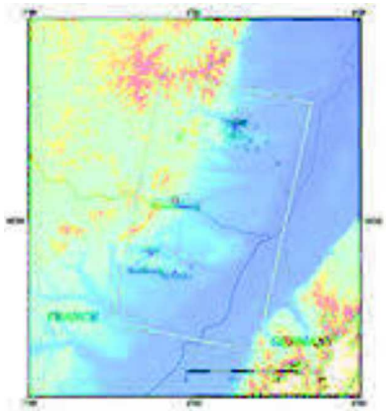


Figure 1 *Map of the studied area (background, SRTM DEM). Grey rectangle: location of SAR image acquisition; triangles: location of geothermal power plants; circles: seismicity between May 2012 and January 2015 within the studied area. The size of the circles represents the M_L magnitude (from 0.7 to 2.7) from the RENASS catalogue.*

Observations

The mean velocity map (figure 2) shows that the main displacement during the observed period occurs in the South of the city of Landau. The displacement rate at this location exceeds 15 mm/yr whereas it is around +/- 5 mm/yr in the surroundings areas. In more details, the main displacement can be separated in two phases: an uplift phase until the shutting down of the power plant and a subsidence phase (figure 3). For both phases, the main displacement is located at the geothermal power plant location and has a circular kilometre radius extension. On the mean velocity map (figure 2), we observe that the uplift is predominant, that means that at the end of the analysed period, we do not retrieve the initial state.

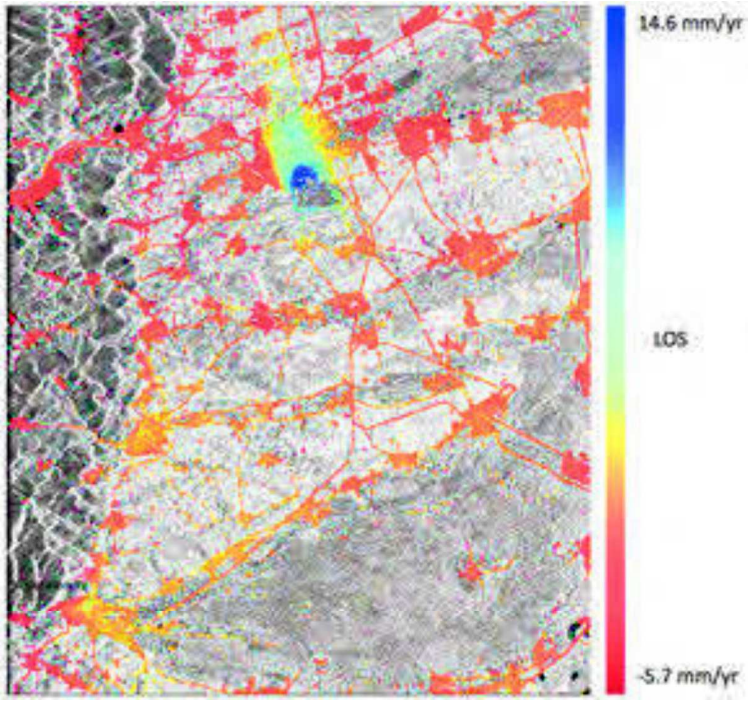


Figure 2 *Mean velocity map (LOS in mm/yr) of the north French and southwestern German areas (from Wissembourg in the South to North of Landau) between January 2012 and January 2015.*

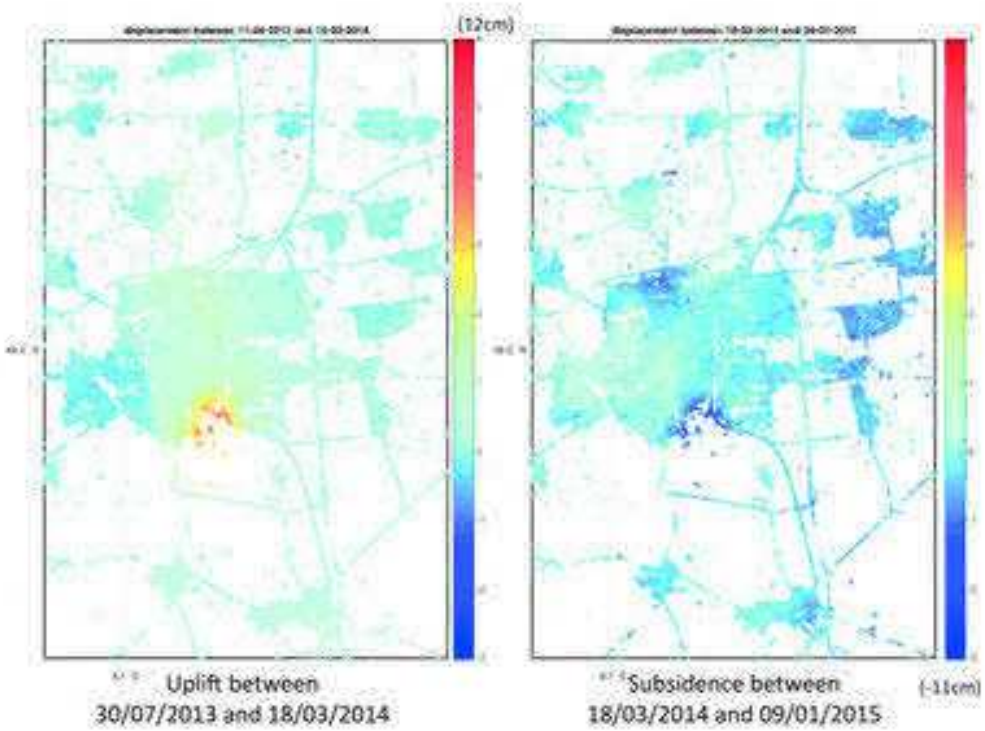


Figure 3 *Displacement maps (cm) for the uplift phase (left) and for the main subsidence phase (right) in LOS direction (cm).*

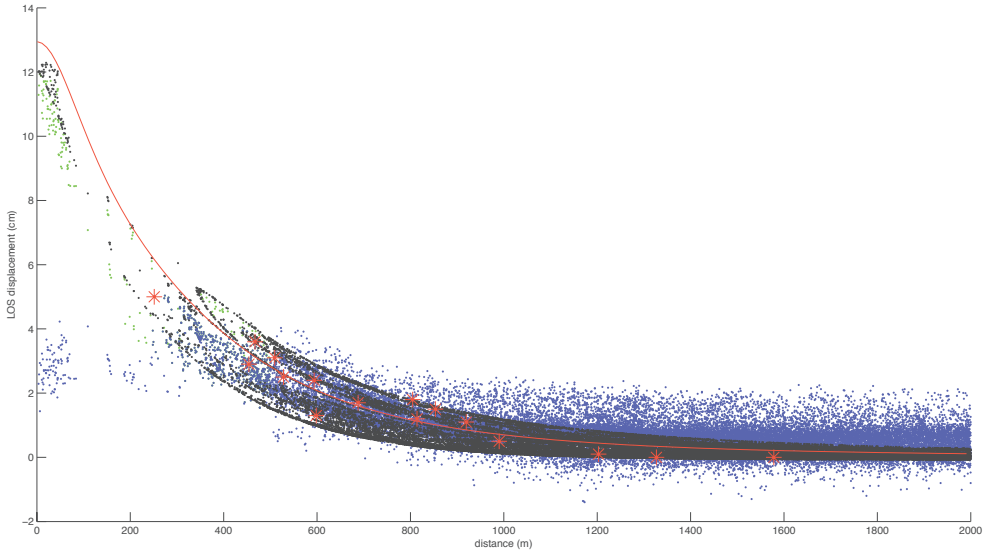


Figure 4 *Surface displacement (cm) from power plant location (in meters) during the uplift phase. Blue: PSI results in LOS direction; green:, PSI corrected from phase jump; black:, Mogi model of LOS displacement for the PSI points; red stars: levelling results; red line: vertical displacement model from Mogi bi-source model. The model has one source at 500 m depth with a volume variation of 80,000 m^3 and another source at 150 m depth with a variation of volume of 5,000 m^3.*

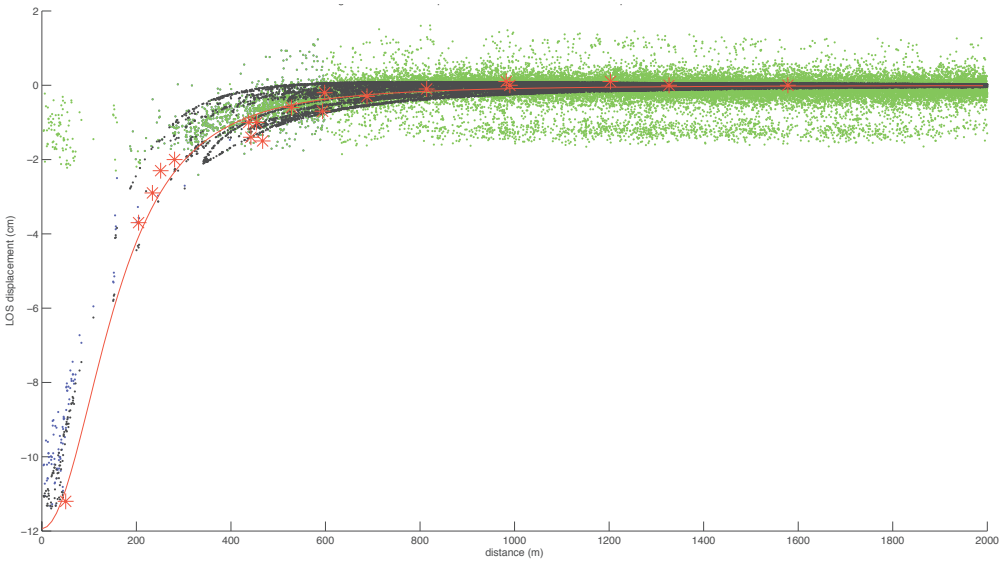


Figure 5 *Surface displacement (cm) from power plant location (in meters) during the subsidence phase. Green: PSI results in LOS direction; blue: PSI corrected from phase jump; black: Mogi model of LOS displacement for the PSI points; red star:, levelling results; red line, vertical displacement model from Mogi model at 200 m depth and for a volume variation of -20,000m3.*

Modelling

We modelled the surface displacement for the two main phases using commonly used models in volcano studies in order to retrieve the origin of displacement and the associated variation of volume. The best fitting model using Mogi elastic model (Mogi, 1958) indicates a source depth around 400-500 m. Figure 4 gives an example of Mogi bi-source model at 500 m depth and 150 m depth for the secondary source. The total variation of volume is of about 85000 m3. Modelling at shorter time scale, we observe that the depth of the source is smaller at the end of the uplift phase. During the subsidence, the source is also less deep (from 50 to 300 m). In the presented model (figure 4), the source is at 200 m depth and the variation of volume is of about 20,000m3.

Conclusion

This study highlight the ability of geodetic tools and especially InSAR to observe in space and time surface displacement related to human activities. The coverage of the PS-InSAR are relatively dense in urban areas that made it a suitable tools for monitoring human activities. The modelling of the PS-InSAR results with a simple elastic model gives a source depth compatible with a leakage in the re-injection well.

Acknoledgements

This work has been done under the framework of the LABEX ANR-11-LABX-0050_G-EAU-THERMIE-PROFONDE and benefits from a funding from the state managed by the French National Research Agency as part of the Investments for the future program and is also supported by the Région Alsace. The TerraSAR-X dataset is provided by the German spatial agency DLR.

References

Heimlich, C., Masson, F., Gourmelen, N. (2014) Geodetic monitoring strategy at the geothermal sites of Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen (Upper Rhine Graben, France), EGU General assembly 2014, Vienna, Austria, April 28 – May 2, 2014.

Heimlich, C., Gourmelen, N., Masson, F., Schmittbuhl, J., Kim, S-W, Azzola, J. [2015] Uplift around the geothermal power plant of Landau (Germany) as observed by InSAR monitoring, *Geothermal Energy* 3 :2, DOI 10.1186/s40517-014-0024-y.

Hooper et al. [2004] A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers. *Geophysical Research Letters*, **31**, 23.

Mogi [1958] Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bull Earthquake* Res Inst Univ Tokyo 36:99-134.

Pribnow, D., & Schellschmidt, R. [2000] Thermal tracking of upper crustal fluid flow in the Rhine Graben. *Geophysical Research Letters* **27**(13): 1957-1960.

Annexe K

Proceeding des présentations au congrès EGEC en 2016, à Strasbourg

Heimlich, C., Masson, F., Schmittbuhl, J. (2016) Geodetic monitoring at the geothermal sites of Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen (Upper Rhine Graben – France). European Geothermal Congress 2016, Strasbourg, France, 19-24 September, 2016

Heimlich, C., Masson, F., Schmittbuhl, J. (2016) Geodetic analysis of surface deformation at the power plant of Landau (Germany) related to the 2013-2014 event. European Geothermal Congress 2016, Strasbourg, France, 19-24 September, 2016

European Geothermal Congress 2016
Strasbourg, France, 19-24 Sept 2016

Geodetic analysis of surface deformation at the power plant of Landau (Germany) related to the 2013-2014 event

Christine Heimlich[1], Frédéric Masson[1] and Jean Schmittbuhl[1]

[1] IPGS-EOST, Université de Strasbourg, 5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg, France

heimlich.christine@gmail.com

Keywords: Geothermal monitoring, Geodesy, InSAR, Times series, Surface displacement.

ABSTRACT

The power plant of Landau is an EGS geothermal site with a doublet configuration. It is located in the South of the city of Landau (Germany). Using Synthetic Aperture Radar (SAR) images from TerraSAR-X satellite, we observe pluri-centimeter surface displacement in the area of the power plant during the production phase. Our results are based on the analysis SAR images processed by Persistent Scatterers (PS) method with StaMPS software (Hooper et al. 2007). We obtain time series and velocity map of the surface displacement over the city of Landau and compare the PS-InSAR results to levelling and GNSS measurements made by the city of Landau.

The analysis of time series shows that an uplift centered on the power plant location started in mid-2013 and continued until the plant shutdown in March 2014. Then a pluri-centimeter subsidence occurs centered at the same location. The vertical displacement at the power plant location is at least 12 cm. In this study, we present the observation and analysis of the surface displacements during the entire 2013-2014 period. We re-process and complete the results published in Heimlich et al. (2015) and go further in the analysis.

We model the surface deformation with the elastic Mogi model (Mogi 1958) and Okada (Okada 1985) usually used in volcanology. Our modelling gives indication about the depth and the variation of volume that causes the deformation. The result is consistent with an injection of geothermal water at around 450 m depth.

This study highlights 1) the ability of geodetic methods to analyze the origin of surface displacements, 2) the utility of geodetic monitoring for control and alarm of damages due to human activities, thus of geothermal projects. Our results give also indications about the geological structures that are differentially affected by the deformation.

1. INTRODUCTION

The city of Landau is located in the northern part of the Upper Rhine Graben. The area of Landau benefits of a deep temperature anomaly, which makes it suitable for geothermal energy production (Baillieux et al. 2013). The geothermal power plant of Landau is located within the city, in the South of the city. Two geothermal well are drilled until around 3 km depth. The production well is deviated to the West and the re-injection well is deviated to the East. Others production sites are located in the surroundings of Landau. Oil production sites take place since 1955 close to the city and on the villages northern of Landau. Another geothermal power plant is located in the village of Insheim South of Landau and underground water is also pumped in the East part of the city. All these producing wells are able to contribute to surface displacement over the city.

Figure 1: Location of the studied area (grey box). Dashed rectangle, satellite track; triangle, geothermal plant location. Scale in kilometres.

In 2014, cracks appear in the vicinity of the geothermal power plant with pluri-centimeter opening. But urban works were in progress in the same area, so the origin of the cracks was not obvious. Geodetic measurements with levelling and GNSS reveals that the geothermal power plant was the center, then the origin, of the main visible surface displacement. The geothermal power plant was shut down mid-March 2014.

In order to understand the processes that affect the surface, we processed Synthetic Aperture Radar (SAR) images from TerraSAR-X satellite. This work has been possible because since 2012 we establish a geodetic monitoring of geothermal sites in North Alsace, France (Heimlich et al. 2014; 2016) using TerraSAR-X satellite images from the German Space Agency. And our data set covers also the area of Landau. The processing of the SAR images combining with the GNSS and levelling allows to retrieve part of the spatio-temporal evolution of the surface displacement around Landau. We also modeled the results to better constrain the source parameters (depth and volume variations) in order to analyze the origin of displacement.

2. GEODETIC METHODS

We use 60 SAR images equivalent of 2 years of measurements provided by the German spatial agency DLR (www.dlr.de). The images are from the descending path of the satellite. The SAR images are processed with StaMPS software (Hooper et al. 2007) in order to do time series analysis. The first steep consists to do interferograms between couple of images, then, to select permanent scatterers (PS) within the whole set of InSAR data. This method has been previously used for example, for oil reservoir monitoring (Ferretti et al. 2001), volcano monitoring (Hooper et al. 2004). Lubitz et al. (2013) uses also this technic to measure the surface displacement in the city of Staufen (Germany) caused by an incident in shallow geothermal wells.

We compare our PS InSAR (PSI) to levelling and GNSS measurements in the near range of the geothermal power plant.

3. RESULTS

Figure 2 presents the mean velocity map in the LOS direction of the PSI results. The mean of the velocity extends from -5 mm/yr to 15 mm/yr in the two years of measurements. But the maximal values are underestimated because of phase jumps in the vicinity of the power plant. The PSI results are mostly located in the North of the geothermal power plant. It is due to the vegetated area and urban works in the South. In these areas the spatial continuity of PSI is disrupted. The consequence is that the phase cycles can not be definitively resolve, the displacement in this area can not be resolve without others geodetic technics.

We observe a main displacement in the South of the city that is centred on the geothermal power plant location. The displacement is in the satellite direction, so mainly in uplift direction of displacement. Another displacement to the satellite direction happens in the North of Landau located close to oil production fields and over the whole city of Landau in a North-South direction. The border between the affected and non-affected areas is clearly delineated.

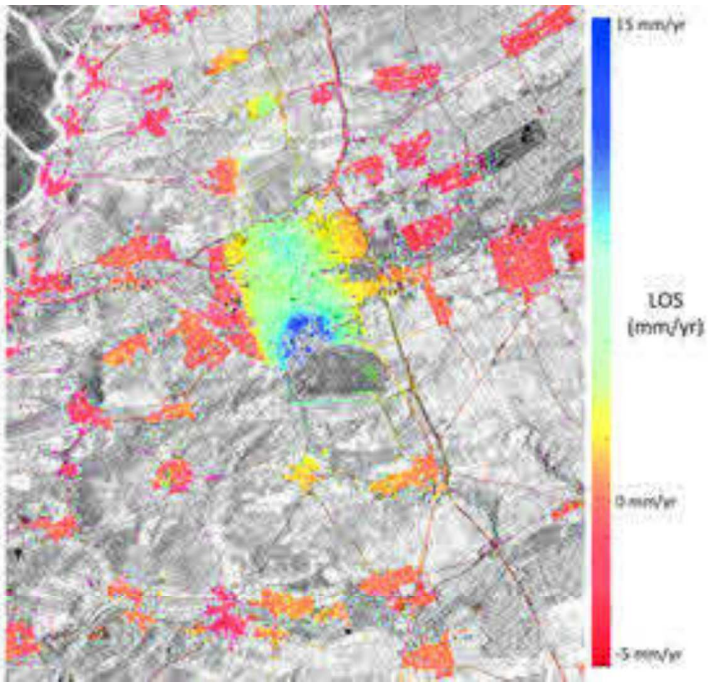


Figure 2: Mean velocity displacement map (mm/yr) in LOS direction between January 2013 and January 2015.

The temporal evolution of the surface displacement can be divided in two main phases separate by the shutting down of the power plant mid-March 2014.

The uplift phase is the first period (Fig. 3). The uplift begin in June-July 2013 and is clearly visible in the PSI on the images between June and September 2013. When we combine the PSI with levelling results, we can assume than the displacement is over 12 cm in this area. The pattern of displacement is quasi-circular and centred on the power plant.

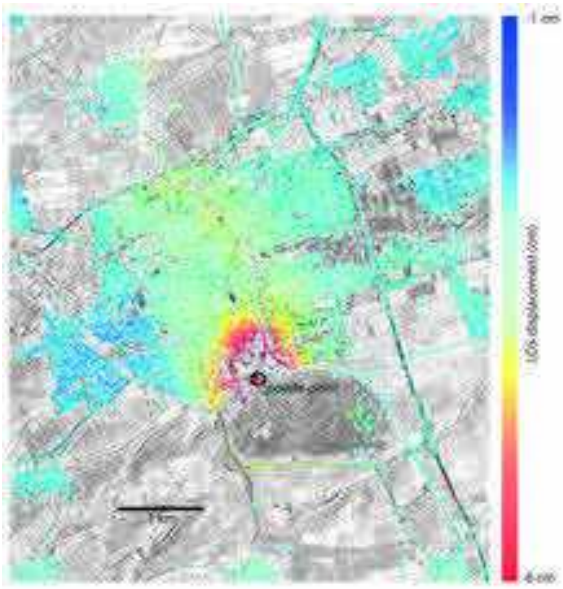


Figure 3: Main uplift displacement between 2013 and 18 March 2014 in the city of Landau. Black circle: location of the geothermal power plant. The maximal uplift value is outside the scale (> 12 cm).

The second main phase is the subsidence phase (Fig. 4), and begins after the shutting down of the power plant. The subsidence displacement has similar pattern than the uplift displacement and is centered on the same location. As for the uplift phase, the PSI in the near range of the power plant are affected by phase jumps that underestimate the whole displacement. The comparison with levelling results allows to correct the phase jump and then to better retrieve the real displacement. The subsiding displacement is over 11 cm close to the power plant location. The lateral extension of the subsidence is lower than for the uplift. We observe also that we did not retrieve the same level at the end of the measurements (January 2015 for PSI end March 2015 for levelling) than before June 2013 (Fig. 5).

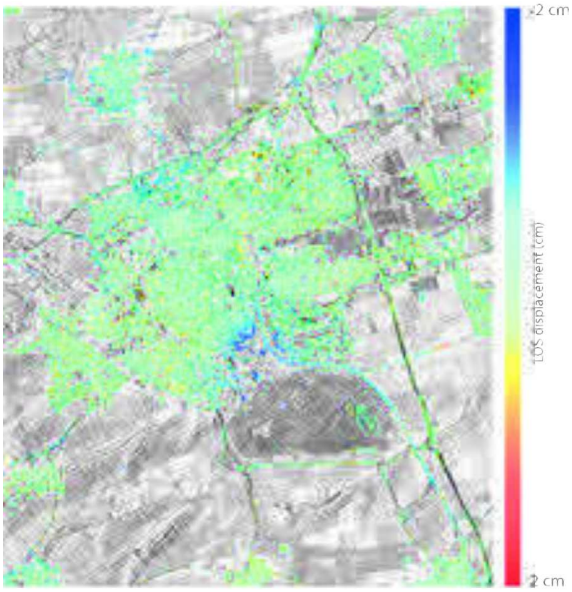


Figure 4: Displacement during the subsidence period in the vicinity of the power plant from 18 March 2014 to January 2015.

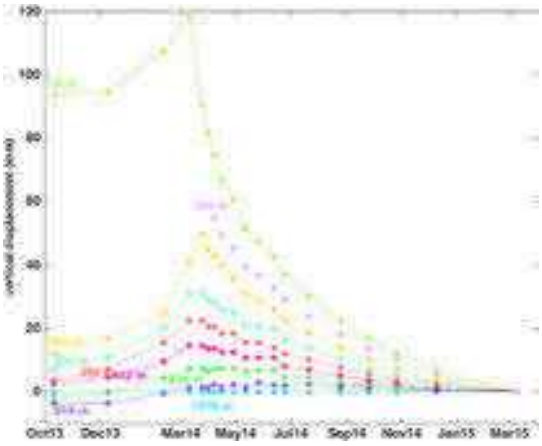


Figure 5: Time series of vertical displacement measured by levelling (mm). The time series are presented relatively to the last acquisition in March 2015 and with indication of the distance of the measurement point from the geothermal power plant. The range is from 50 m (in green) to 1578 m (in blue).

4. ANALYSIS

The fact that the displacement polarity changes with the shutting down of the power plant argues to the fact that the main displacement is elastic. The increasing amplitude of displacement and the circular pattern of displacement indicate that the source of displacement is located on the power plant area. In order to better

understand the process involved, we modelled the displacement with elastic model usually use in volcanology. Figure 6 presents a solution with combining Mogi models (Mogi, 1958). The main source is at 500 m depth and minor sources are at 180 m depth. The total variation of volume with this modelling is of 83,000 m^3.

The modelling results agree with the technical log of the well. The re-injection well is not cemented between 479 and 751 m depth (Ministry of Economic Affairs, Climate Protection, Energy and Regional Planning press talk, 9 April 2014). So a leakage in the re-injection well like a defective joint can introduce geothermal water at 479 m depth or deeper.

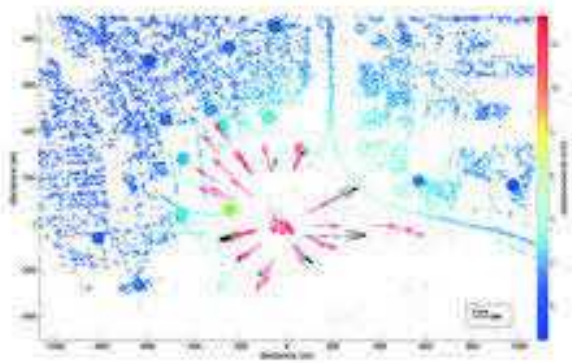


Figure 6: Comparison between geodetic measurements and modelling for the uplift phase with modelling using multiple Mogi models. Dots, modelling PSI displacement; black arrows, GNSS measured horizontal displacement; red arrows, modelled horizontal displacement; little circle, measured vertical displacement by levelling; large circle, modelled vertical displacement.

The spatio-temporal evolution of the subsidence shows that the subsidence first affects an restricted area around the power plant. This observation argues to the fact that the subsidence is related to the shutting down of the power plant. The shut down of the power plant correspond to a pressure change in deepness. The displacement can be modelled as a deficit in water injection in deepness. The same models can be used as for the uplift phase with an inverse polarity. The modelling of the subsidence period using Mogi modelling gives a depth around 250 m that is less deep than for the uplift phase.

4. CONCLUSIONS

In our previous study (Heimlich et al. 2015), we analysed the surface displacement during the uplift phase. The modelling with Mogi and Okada models gives a source deepness at around 500 m for the uplift phase, this study confirm the source deepness for the uplift. The result is in accordance with the re-injection well leakage and the well design. This event highlights the importance of the integrity of the geothermal well.

In this study, we analyse also the subsidence phase. The subsidence phase follows the shutting down of the power plant. For the subsidence phase, the source deepness is lower, at around 250 m and has a lower lateral extension. The comparison between the uplift and subsidence displacement shows that the main contribution of displacement is elastic then reversible. But we observe that we did not retrieve the same surface level 1 year after the shutting down, this observation argues to fact that also another process is also involved.

This study highlights the interest of geodetic tools to geothermal monitoring. 1) The geodetic tolls have the ability to analyze the origin of surface displacements, then it can be used to better understand underground process and to discriminate between several sources of displacement. 2) Geodetic tools (e.g. GNSS) can be control and alarm tools of damages due to human activities, thus of geothermal projects. If a continuous GNSS site had been installed on the Landau power plat, the uplift would have been detected in the first month of the event, widely before visible damages. Our results give also indications about the geological structures that are differentially affected by the deformation.

REFERENCES

Baillieux et al. : Localization of temperature anomalies in the Upper rhine Graben : insights from geophysics and neotectonic activity. International Geology Review, Vol 55, Issue 13, (2013), 1744-1762.

Ferretti, Alessandro, et al. : Impact of high resolution radar imagery on reservoir monitoring. *Energy Procedia* 4, (2011), 3465-3471.

Heimlich, C., Masson, F. and Gourmelen, N. : A geodetic monitoring of the Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen geothermal sites, *Proceedings of the 3rd European Geothermal Workshop,* EGW2014, Karlsruhe, 15-16 October, (2014).

Heimlich, C., Gourmelen, N., Masson, F., Schmittbuhl, J., Kim and S-W, Azzola, J.: Uplift around the geothermal power plant of Landau (Germany) as observed by InSAR monitoring, *Geothermal Energy* 3 :2, (2015). DOI 10.1186/s40517-014-0024-y

Heimlich, C., Masson, F. and Schmittbuhl, J.: Geodetic measurements for geothermal sites monitoring at Soultz-sous-Forêts and Rittershoffen deep geothermal sites, *Proceedings of the European Geothermal Congress 2016*, Strasbourg, France, 19-24 September, (2016).

Hooper, A., Zebker, H., Segall, P and Kampes, B.: A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers. *Geophysical Research Letters*, 31, (2004), 23.

Hooper, A., Segall, P. and Zebker, H.: Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar

for crustal deformation analysis, *Journal of Geophysical Research*, (2007), 112.

Hooper, A., Bekaert, D., Spaans, K., & Arıkan, M.: Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation. *Tectonophysics* 514 (2012), 1-13.

Mogi, K.: Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bull Earthquake Res,* Inst Univ Tokyo, (1958), 36: 99-134.

Okada, Y.: Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the seismological society of America,* 75.4 (1985), 1135-1154.

Acknowledgements (optional)

This work has been conducted under the framework of the LABEX ANR-11-LABX-0050_G-EAU-THERMIE-PROFONDE, and it is supported by funding from the state managed by the French National Research Agency as part of the Investments for the Future program and by the Région Alsace. We acknowledge the city of Landau for providing GNSS and levelling measurements.

Annexe L

Tests qualité sur les positions GPS en vue du choix d'implantation des stations GPS pour le monitoring d'ECOGI

Tests qualité sur les positions GPS en vue du choix d'implantation des stations cGPS pour le monitoring d'ECOGI

novembre-décembre 2012

Sommaire

Introduction 1
Station sismologique KUHL 2
Localisation 2
Protocole 2
1. Test de qualité 1 (position 1) 3
2. Test de comparaison coin-centre (positiosn 1 et 2) 3
3. Test de comparaison centre-antenne (positions 3 et 4) 4
4. Test centre-extérieur (positions 2 et 5) 4
Résultats 4
Les multipath 5
Le signal 5
1. Test 1 5
2. Tests avec 2 GPS dans l'enclos (test 2, 3) 5
3. Test 4 7
Station RITT 11
Conclusion 13

Introduction

En vue d'établir un réseau de stations GNSS permanentes autour des sites de géothermie, des tests de qualité du signal GPS ont été réalisés sur les différents sites sélectionnés. J'ai utilisé des GNSS Leica, disposés sur un trépied pour une observation de 3 jours à quelques heures. Les fichiers d'observation ont ensuite été traités avec le logiciel TEQC[1] pour établir le contrôle de qualité de l'emplacement.

[1]Estey, L. H., & Meertens, C. M. (1999). Teqc: The Multi-Purpose Toolkit for GPS/GLONASS Data. *GPS Solutions , 3* (1), 42-49.

Station sismologique KUHL

Localisation

Le site KUHL est localisé entre Rittershoffen et Kuhlendorf sur un champ qui surplombe le village de Kuhlendorf, proche d'un champ d'asperges.

Photo 1 : Le site se situe au sommet de la colline à l'entrée du village de Kuhlendorf.

Protocole

Des tests de qualité de réception GPS ont été effectués pour différentes positions de GPS sur le site de KUHL. Le tableau 1 récapitule les différents tests.

Tableau 1 : Récapitulatif des tests suivant les positions des GPS. L'azimut est mesuré avec comme point de référence l'antenne hertzienne.

Pos.	Nom	test	antenne	récepteur	azimut	Dates		*Jours*
						Début obs.	Fin obs.	
1	KUHL_coin	1	5097	1701087		16/11/12	19/11/12	*322, 323*
1	KUHL_coin	2	5096	1701084		25/11/12	28/11/12	*331, 332*
2	KUHL_c1	2	5058	1701096	51°	25/11/12	28/11/12	*331, 332*
3	KUHL_c2	3	5096	1701084		05/12/12	08/12/12	*341, 342*
4	KUHL_sud	3	5058	1701096		05/12/12	08/12/12	*341, 342*
5	KUHL_route	4	5096	1701084	30°	09/12/12	09/12/12	*344*
2	KUHL_c1	4	5058	1701096	51°	09/12/12	09/12/12	*344*

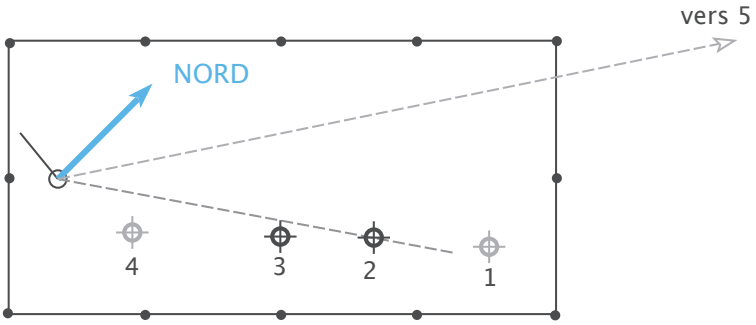


Figure 1 : Représentation de l'enclos et des différentes positions des tests GPS. En gris, les positions approximatives ; en noir, les positions mesurées. 1, GPS_coin ; 2, GPS_c1 ; 3, GPS_c2 ; 4, GPS_sud ; 5, GPS_route. Le cercle représente l'antenne ; la flèche bleue, le nord.

L'azimut de l'antenne est de 275°. L'angle entre l'azimut de l'antenne est le GPS 2 est de 136° environ (=90°+46°), ce qui devrait être le positionnement avec le moins d'interférence selon le constructeur. L'angle entre l'azimut de l'antenne est le GPS extérieur est d'environ 115°. Ce dernier est situé à environ 35m de l'antenne.

1. Test de qualité 1 (position 1)

Photo 2 : Localisation du GNSS pour le test 1. A gauche, vue nord-est ; à droite, vue est.

2. Test de comparaison coin-centre (positions 1 et 2)

Photo 3 : Localisation des 2 GPS pour le test 2. Vue vers le nord.

3. *Test de comparaison centre-antenne (positions 3 et 4)*

Photo 4 : Vue vers le nord-est des GPS pour le test 3

4. *Test centre-extérieur (positions 2 et 5)*

Photo 5 : Dispositif pour le test 4. Le GPS hors enclos est sur le prolongement de la route, à droite sur l'image

Résultats

J'ai utilisé les commandes suivantes pour estimer la qualité des sites :

`teqc +qc –R -mp_bins 18` *nomfichier* `>` *fichier.out*

`teqc +qc –R` *nomfichier* `>` *fichier.out*

Les multi-trajets

Le tableau 2 récapitule les données pour les observations journalières pour les résultats multi-trajets 1 (mp1) et 2 (mp2). Les valeurs pour mp2 sont systématiquement supérieures à celles pour mp1. Il existe des variations journalières mais les variations temporelles sont moins fortes que les variations spatiales. Les sites pour lesquels les valeurs sont maximales sont KUHL_coin et KUHL_c2.

Tableau 2 : résultats des multi-trajets (en mètre) suivant les sites et les jours d'observation pour 24 heures d'observation.

	KUHL_coin	KUHL_coin	KUHL_c1	KUHL_c2	KUHL_sud
MP1	0.358010	0.484207	0.310288	0.724482	0.420928
MP2	1.534250	1.489985	0.486407	1.694536	0.646996
jour	322	331	331	341	341
MP1	0.340487	0.440207	0.316983	0.426083	0.398726
MP2	1.214888	1.983058	0.497948	1.199361	0.585831
jour	323	332	332	342	342

KUHL_coin est entouré de grillage, de plus il y a des poteaux supplémentaires dans les coins (photo 2). KUHL_c2 est également proche d'un piquet métallique. Ces deux positions sont ainsi les plus proches du grillage et/ou de ses piquets.
Il semblerait donc qu'il y ait d'avantage de problèmes de multi-trajet proches du grillage et des poteaux (KUHL_coin, KUHL_centre2). Mais il n'y a pas plus de multi-trajet pour KUHL_sud qui est pourtant proche du poteau d'antenne.
D'autre part l'antenne ne semble pas être déterminante dans le problème de multi-trajet.

Le signal

Le contrôle qualité de TEQC permet également de représenter le signal réceptionné en fonction du satellite.

1. Test 1

Ce test permet de comparer les résultats obtenus pour la première position à KUHL avec partir d'un autre site proche : le site ECOGI.
Comme le montre la figure 3, nous observons les mêmes satellites sur les deux sites. Le site KUHL capte plus de signal que celui d'ECOGI, du fait qu'il est situé plus en hauteur. Cependant ce signal est plus perturbé et au final, le site KUHL réceptionne moins de bons signaux que celui d'ECOGI.

2. Tests avec 2 GPS dans l'enclos (test 2, 3)

D'après les résultats représentés figures 3 et 4, le signal est de plus en plus perturbé au fur et à mesure de la proximité du GPS avec l'antenne. C'est encore plus visible pour le test 3, proche de l'antenne, où les symboles de bonne réception du signal (o) sont en nette régression. Le tableau 3 ci-dessous donne le nombre d'observations complètes et le nombre d'observations supprimées suivant les sites pour 24 heures d'observation. Les résultats sont représentés graphiquement figure 2 pour les jours 331 et 341.

Tableau 3 : tableau récapitulatif des observations suivant les sites et les jours d'observation pour KUHL

site	observations complètes	observations supprimées	jour	observations complètes	observations supprimées	jour
KUHL_coin	689399	222583	331	709599	201398	332
KUHL_c1	601502	131072	331	596348	135637	332
KUHL_c2	709450	229612	341	656185	253120	342
KUHL_sud	411843	322558	341	434825	273698	342

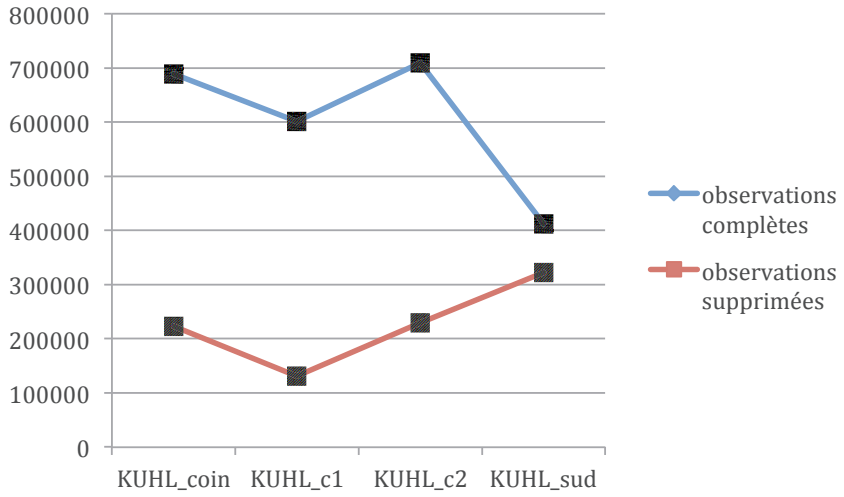


Figure 2 : Représentation graphique du nombre d'observations en fonction de l'éloignement à l'antenne (de la position la plus éloignée, position 1, KUHL_coin, à la plus proche, position 4, KUHL_sud).

Nous observons que plus le GPS est proche de l'antenne, plus le nombre d'observations supprimées est important, même si on prend on compte la variabilité journalière. A titre indicatif, le nombre d'observations complètes est de 726071 à ECOGI pour 24 heures d'observations le jour 322 et de 3522 observations supprimées. Le nombre d'observations supprimées est donc particulièrement élevé pour tous les sites de KUHL.

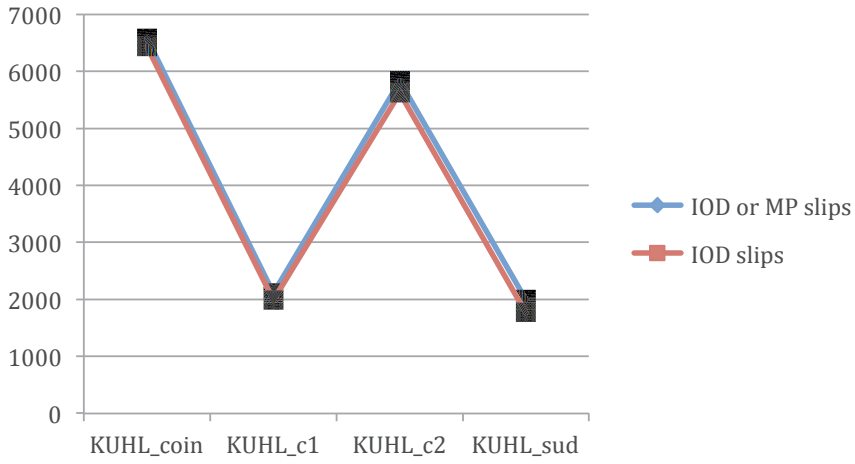


Figure 3 : nombre de glissements (*slips*) selon les positions. Jour 331, KUHL_coin et KUHL_c1 ; jour 342, KUHL_c2, KUHL_sud.

Mais si l'on compare les résultats concernant les problèmes ionosphériques, il y a plus de glissements pour le GPS 'centré' KUHL_c2 que pour le GPS proche de l'antenne, KUHL_sud (fig. 3). De même, le GPS le plus éloigné de l'antenne du test 2, KUHL_coin aurait également plus de glissement.
Ces résultats sont comparables à ceux obtenus pour les multi-trajets. Il est donc probable que le grillage joue également un rôle dans les perturbations électriques.

3. Test 4

Pour ce dernier test un GPS est positionné sur l'emplacement considéré comme le moins perturbé de l'enclos (position 2, fig. 1) et un autre est placé en dehors de l'enclos, à environ 35 mètres de l'antenne. Ce dernier est orienté à environ 115°E par rapport à l'azimut de l'antenne.
La figure 7 montre la représentation graphique du signal pour une heure d'observation. On remarque une perturbation du signal indiquée comme étant de provenance ionosphérique pour le GPS situé dans l'enclos.
Mais il faudrait comparer ces résultats avec l'élévation des satellites pour pouvoir discriminer entre l'influence de l'antenne et l'influence du grillage.

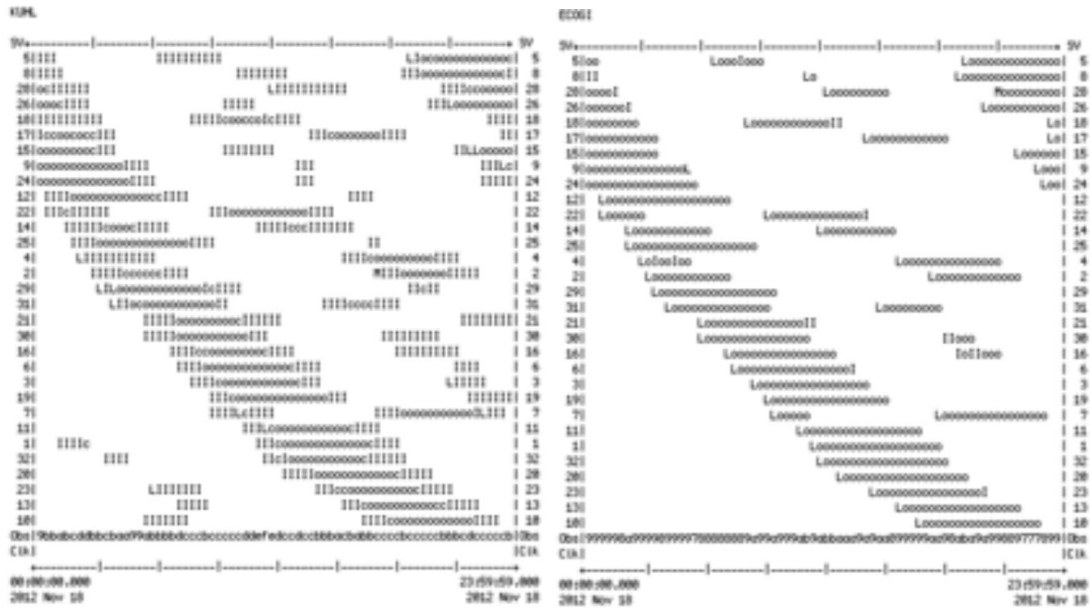


Figure 4 : Test 1. Représentation des observations pour le jour 323. A gauche, KUHL_coin ; à droite, ECOGI.

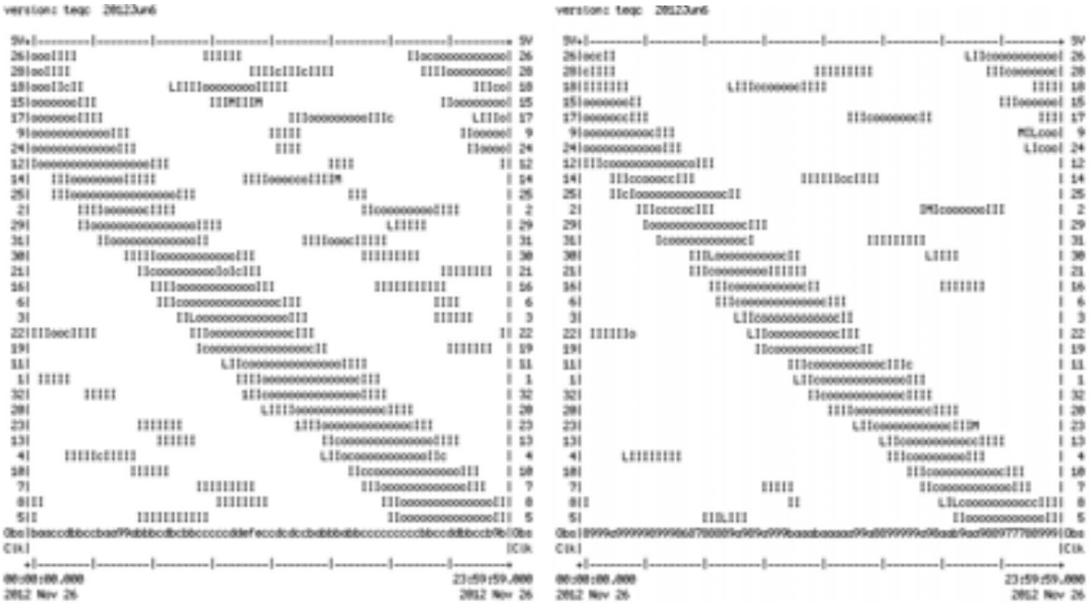


Figure 5 : Test 2. Observations pour le site KUHL_coin (à gauche) et le site KUHL_c1 (à droite) pour le jour 331.

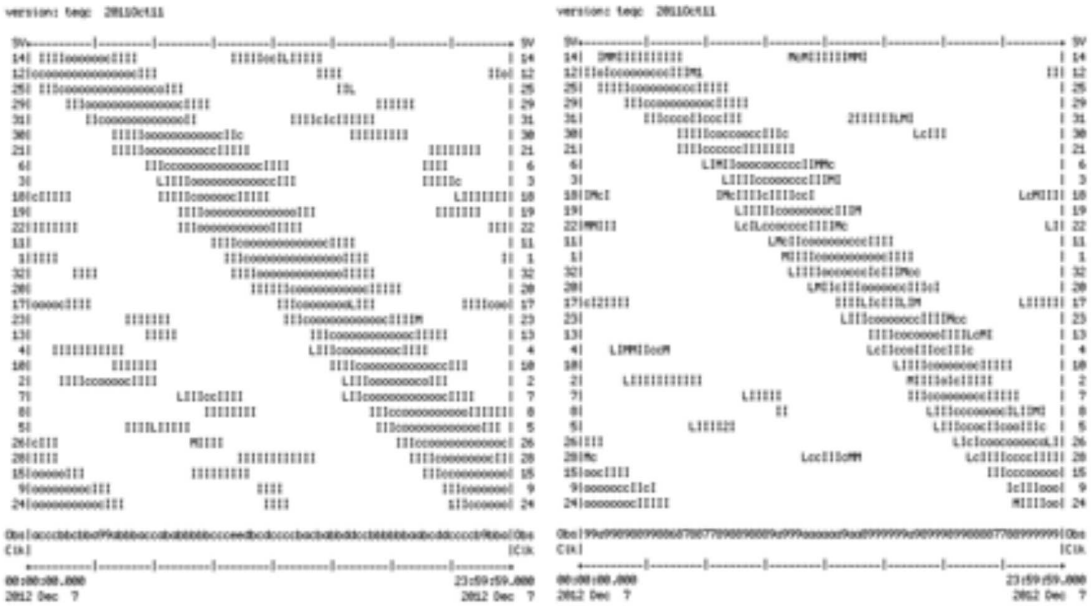


Figure 6 : Test 3. Signaux de réception pour les sites KUHL_centre2 (à gauche) et KUHL_sud (à droite) pour le jour 342. Le signal est nettement plus perturbé près de l 'antenne (KUHL_sud).

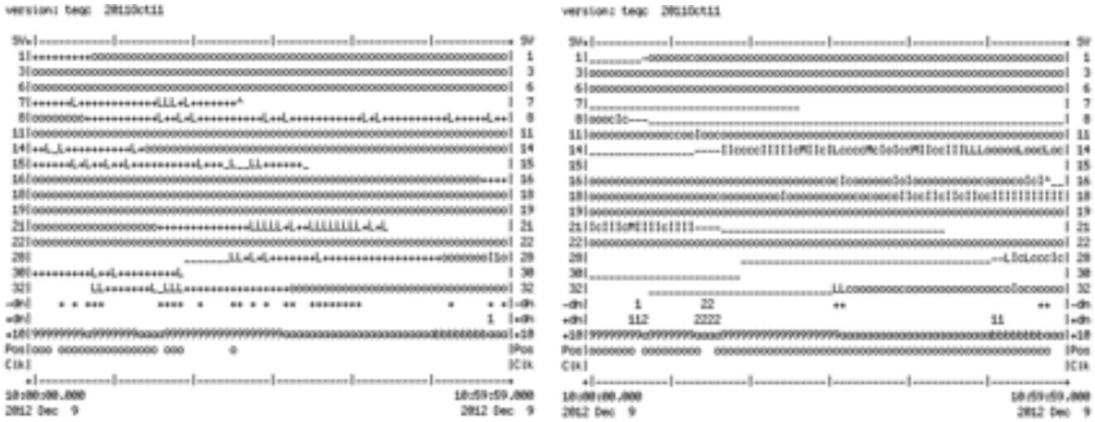


Figure 7: Test 4. Résultats pour 1 heure du jour 344. A gauche, site situé à environ 30 mètres au nord de l'enclos ; à droite, site sur la position centrée (2, fig. 1) dans l'enclos.

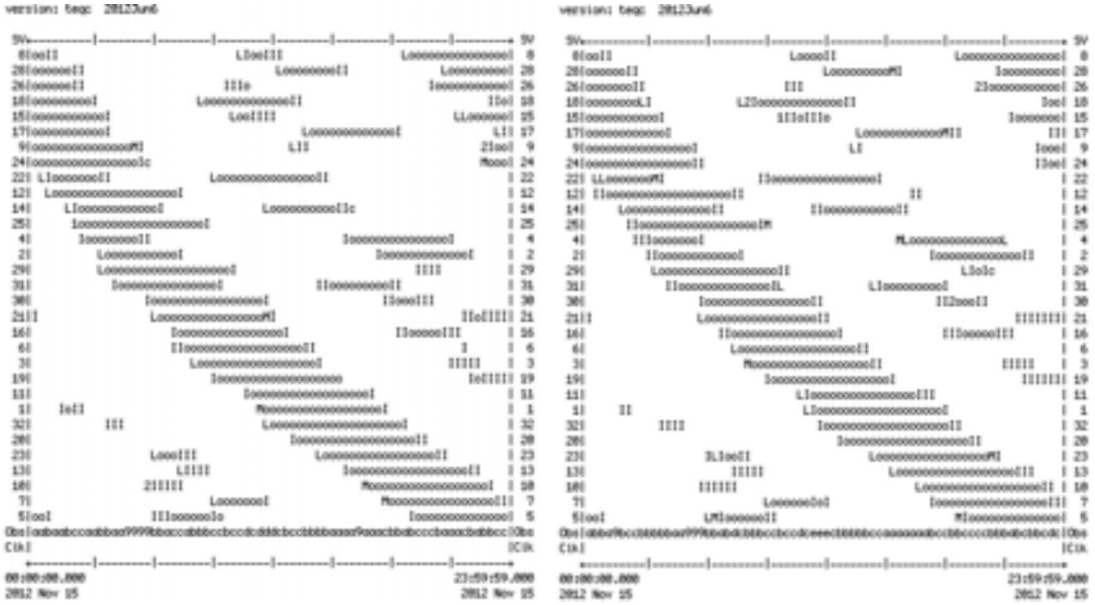


Figure 8 : Test pour les stations ECOGI, jour 320. Gauche, RITT ; droite, STUN.

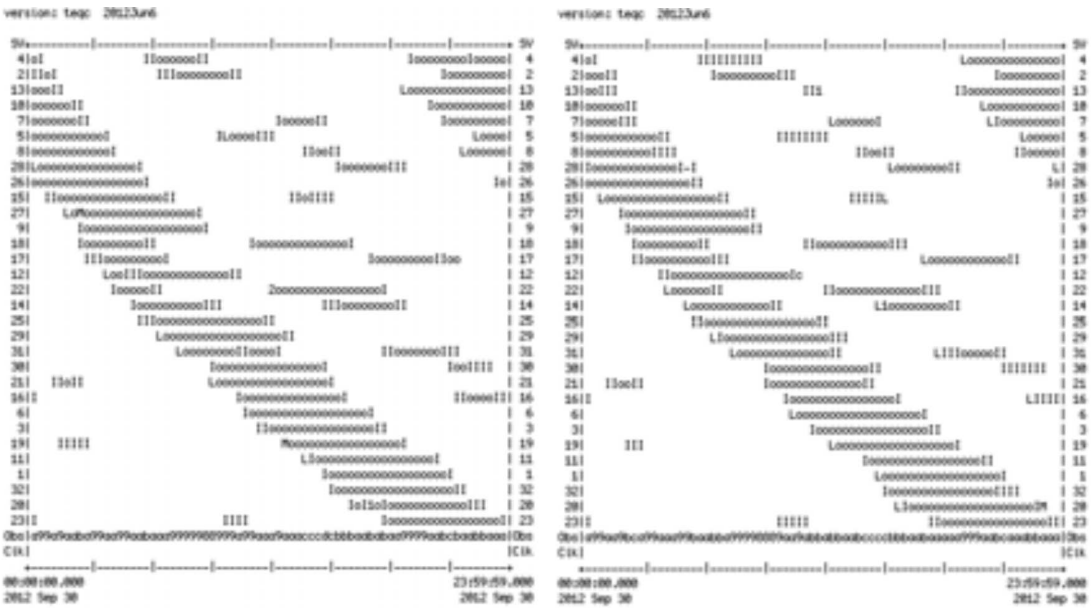


Figure 9 : Résultats pour 24 heures d'observation, jour 274. Gauche, SBAS ; droite, SBUT.

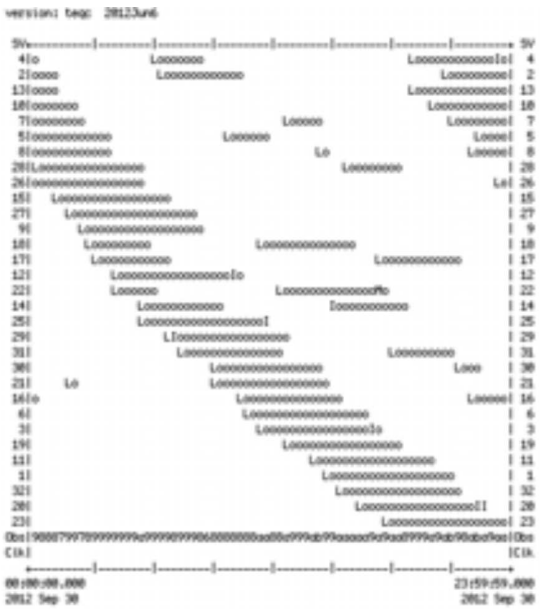


Figure 10 : Observations, jour 274. Gauche, GPK2 ; droite, SLTZ.

Station RITT

Un premier test de qualité a été effectué avec les autres sites proches d'ECOGI. Le résultat figure 8 avait montré de petites perturbations interprétées par TEQC comme des perturbations ionosphériques. Ce site se situe dans un enclos grillagé, un émetteur wifi transmet les données de la station sismologique jusqu'au récepteur situé à Rittershoffen. Des causes possibles de perturbations peuvent donc être le grillage et l'émetteur wifi.
Afin d'apporter des éléments de réponse, j'ai réalisé un test supplémentaire en surélevant le trépied du GPS pour le mettre à une hauteur proche de celle qui est envisagée pour l'implantation finale, à savoir au-dessus du grillage, à plus de 1,80 mètres par rapport au sol. Pour ce test, l'antenne GPS se situe ainsi légèrement au-dessus du grillage, mais également plus proche de l'émetteur wifi. En vue d'avoir un élément de comparaison par rapport à l'émetteur wifi, un autre GPS a été positionné de l'autre côté du poteau de l'émetteur, ce qui correspond plus ou moins à l'arrière de l'émetteur (photo 6).

Photo 6 : Vue sud du dispositif. A droite, le GPS RIT1, situé entre l'émetteur et le récepteur wifi ; gauche, RIT2. RIT2 est légèrement plus bas que RIT1.

Le GPS RIT1, positionné sous le rayonnement de l'antenne wifi est légèrement plus haut que le second GPS. Le bas de l'antenne est approximativement à 1,90 m de hauteur pour le premier GPS et à 1,82 m pour le deuxième GPS.
Les résultats (fig. 11) pour 5 heures pleines d'observation sont très proches. RIT2 observe un peu plus de satellites (5359 observations contre 5352 pour RIT1) mais les observations sont de meilleurs qualité pour RIT1 (fig. 11). RIT2 a un 'o' en plus pour les satellites 17 et 4 et un 'o' en moins que RIT1 pour le satellite 13.

Il est étonnant que plus d'observations aient été faites pour RIT2 qui est plus bas que RIT1 et qui devrait être plus perturbé par le grillage que RIT1.
Le résultat de TEQC fait également état de moins de multi-trajets pour RIT1 que RIT2 : 0.18 m et 0.22 m contre 0.47 m et 0.48 m pour, respectivement mp1 et mp2.

Quand on considère l'observation complète, respectivement 6,36 heures et 6,12 heures, des perturbations ionosphériques apparaissent seulement pour RIT2 (fig. 12). Ces perturbations sont proches de celles observées lors du premier test (fig. 8). Alors que RIT1 qui est positionné entre l'émetteur et le récepteur wifi, ne semble pas subir ce type de perturbation. RIT2 est à l'arrière de l'émetteur wifi et il est légèrement plus bas que RIT1. Il se pourrait donc qu'une partie des perturbations 'ionosphériques' soit due à la présence du grillage.

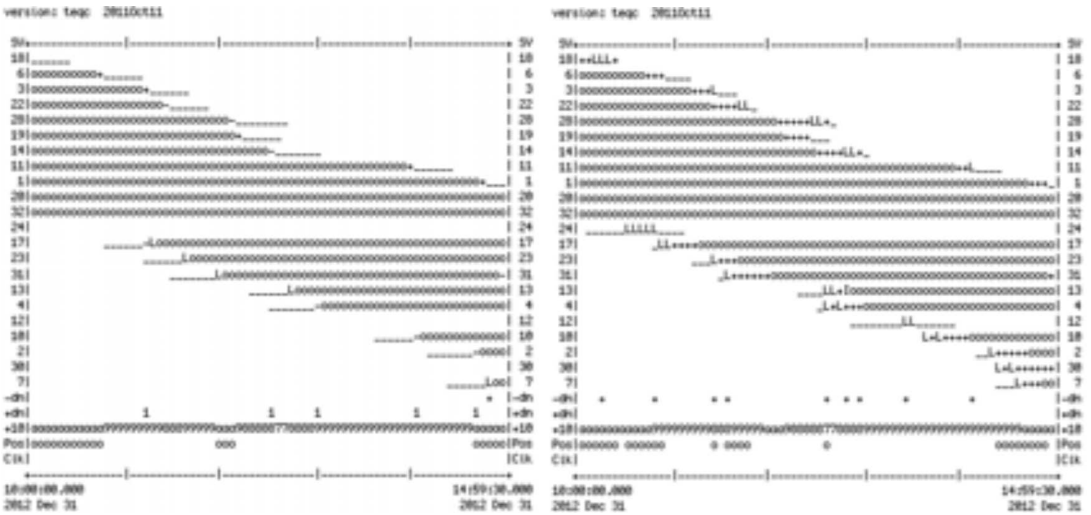


Figure 11 : Représentation de 5 heures d'observation en intégrant les fichiers de navigation dans le traitement de contrôle qualité. Gauche, RIT1 ; droite, RIT2.

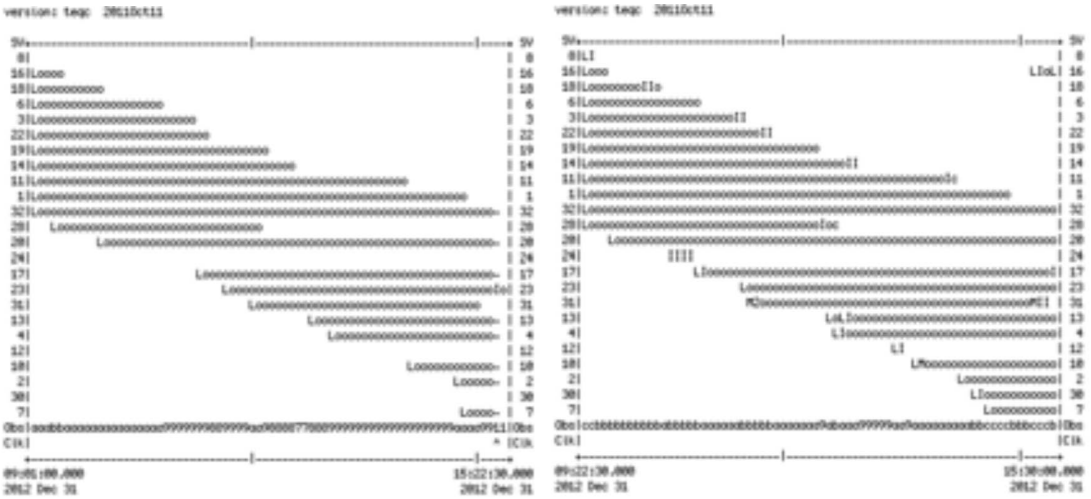


Figure 12 : observations complète pour RITT, jour 366. Gauche, RIT1 ; droite, RIT2. Des problèmes ionosphériques apparaissent pour RIT2 sans apparaître pour RIT1.

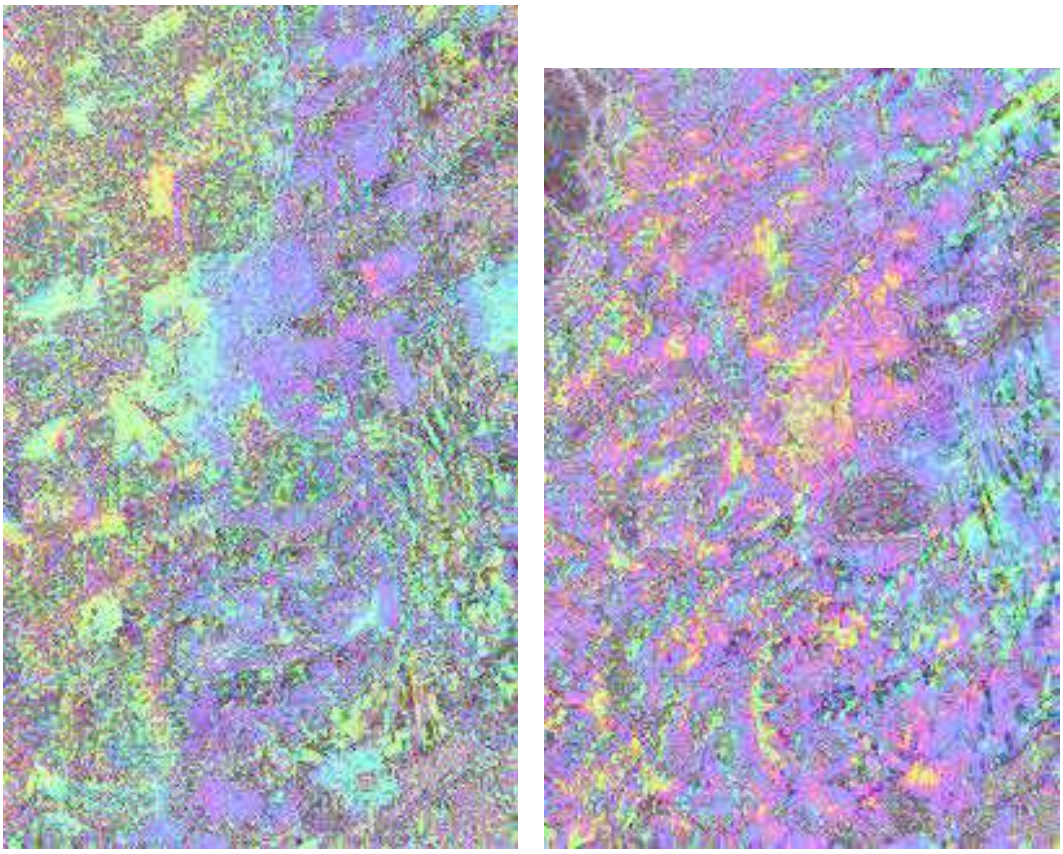
Conclusion

Ces tests ont permis de mettre en évidence certaines causes de perturbations du signal GPS.
Concernant l'impact des antennes émettrices, l'antenne wifi ne semble pas causer d'interférence. Il n'en va pas de même concernant l'antenne hertzienne. Il a été vu que le signal GPS diminue avec le rapprochement de l'antenne. Cela se voit par exemple par l'apparition de symboles 'c' au lieu du symbole 'o' figures 5, 6 et 7 et par le graphique figure 2.
Il serait donc judicieux à l'avenir d'éviter la proximité de telles antennes et/ou de les munir de réflecteur.

D'après les résultats obtenus à KUHL et à RITT, on peut supposer que le grillage contribue également à créer des perturbations dans le signal GNSS. En effet, d'avantage de glissements ionosphériques apparaissent conjointement à une proximité du grillage ou des poteaux qui le soutiennent plus forte.
Il sera donc important de veiller au bon emplacement de l'antenne lors du positionnement définitif et notamment du positionnement en hauteur. Les écarts entre les observations présentées figure 12 pourrait être engendrés par une variation de hauteur d'ordre centimétrique.

Annexe M

Figures complémentaires à la partie sur Landau



(a) Interferogramme entre le 9 avril 2014 et le 3 juin 2014

(b) Interferogramme entre le 12 mai 2014 et le 3 juin 2014

FIGURE M.1 – Interférogrammes selon l'acquisition SAR en track descendante (inversion horizontale pour la présentation).

Christine Heimlich

Méthodes géodésiques appliquées à la géothermie et mesures de déformations locales dans le Fossé rhénan supérieur

Résumé

Le Fossé rhénan bénéficie de circulations naturelles d'eau géothermale, ce qui le rend propice à l'exploitation géothermique. Comment et où les fluides géothermaux circulent-ils ? Quels liens ont-ils avec la tectonique et la sismicité induite ? La géodésie spatiale pourrait-elle apporter de nouveaux éclairages à ces questionnements ? L'objectif de cette thèse est la réalisation d'un suivi géodésique des sites géothermiques de Soultz-sous-Forêts et de Rittershoffen (Alsace, France). Les observations permettent de faire un état des lieux des déplacements de surface des environs des sites pendant leur mise en place et apportent de nouvelles connaissances à l'échelle locale sur le Fossé rhénan supérieur. Les résultats majeurs concernent l'analyse des déformations observées à Landau (Rhénanie-Palatinat, Allemagne). Cette approche illustre également les complémentarités des méthodes géodésiques utilisées (InSAR, GNSS, nivellement).

Mots clés

Géodésie, InSAR, PSI, GNSS, séries temporelles, géothermie, Fossé rhénan supérieur, suivi de réservoir, EGS, nivellement

Abstract

The Upper Rhine Graben benefits of natural circulation of geothermal fluid, which makes it suitable for geothermal exploitation. How and where do geothermal fluids circulate? What are their links with induced seismicity and tectonics? Could geodesy provide new insigth to these questions ? The objective of this thesis is the realization of a geodetic monitoring at Soultz and Rittershoffen (Alsace, France) geothermal sites. The results are an inventory of nearby sites surface displacements during the implementation of the geothermal sites. They bring new knowledge locally on the Upper Rhine Graben. The main results are the analysis of deformations observed in Landau (Palatinat, Germany). This approach also reflects the complementarities of geodetic methods (InSAR, GNSS, levelling).

Keywords

Geodesy, InSAR, PSI, GNSS, time series, geothermy, Upper Rhine Graben, reservoir monitoring, EGS, levelling