

# Les observations GNSS pour l'étude de la déformation de surface et du cycle sismique

Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches  
présenté par **Nathalie COTTE**

Université Grenoble Alpes

Discipline : Terre-Univers-Environnement

Soutenance le 16 décembre 2020 devant le jury composé de :

Paul TREGONING	Professeur (Australian National University)	Rapporteur
Valérie BALLU	Chargée de recherche HDR (LIENSs)	Rapporteur
Olivier BELLIER	Professeur (CEREGE)	Rapporteur
Julia de SIGOYER	Professeur (ISTerre)	Examinatrice
Stéphane GUILLOT	Directeur de recherche (ISTerre)	Examineur
Cécile LASSERRE	Directrice de recherche (LGL-TPE)	Examinatrice



<b>Introduction</b>	<b>7</b>
<b>Chapitre 1 - Les observations GNSS en Sciences de la Terre... et à ISTerre</b>	<b>9</b>
1. Le GNSS en Sciences de la Terre	9
1.1. GNSS : définition et présentation	9
1.2. Les apports du GNSS en Sciences de la Terre et la complémentarité avec les autres observations géophysiques	10
1.2.1. Les apports du GNSS en Sciences de la Terre	10
1.2.2. La complémentarité avec d'autres observations géophysiques	12
1.2.2.1. Les observations GNSS et l'InSAR	12
1.2.2.2. Les observations GNSS et la sismologie	13
1.2.2.3. Les observations GNSS et la gravimétrie	13
2. Du positionnement rapide au positionnement précis	14
2.1. Topographie et relevé en temps réel	14
2.2. Les mesures de campagne	14
2.3. L'observation à long terme	19
3. Les travaux d'observation réalisés	20
3.1. Pour des objets ou des relevés « rapides »	20
3.1.1. Les relevés de positionnement rapides	21
3.1.2. Les relevés topographiques et MNT	21
3.1.3. Le glacier d'Argentière	21
3.1.4. La tomographie en vapeur d'eau de la troposphère	22
3.2. Pour les études tectoniques	23
3.2.1. Au cœur des Alpes françaises	24
3.2.2. La subduction en Amérique centrale et du Sud	26
3.2.3. En intervention post-sismique	28
[TRAVAUX ASSOCIES]	30
<b>Chapitre 2 - Les méthodes de calculs de positionnement et les corrections</b>	<b>31</b>
1. Les sources d'erreur sur la mesure GNSS	31
1.1. Erreurs dues aux satellites	31
1.2. Précision du récepteur et de l'antenne	31
1.3. Perturbation due à l'ionosphère	31
1.4. Perturbation due à la troposphère	32
1.5. Les trajets multiples	32
1.6. Les précautions à l'installation pour limiter les erreurs et le bruit	33
2. Quel outil d'analyse pour quelle finalité ?	33
2.1. Le concept de base pour estimer la position	33
2.2. Simple et double différence ou approche indifférenciée ?	33
2.3. La résolution des ambiguïtés	36
2.4. Les corrections apportées pour le calcul	37
2.5. Alors, GIPSY ou GAMIT ?	37
3. Le choix du « référentiel », le repère de référence terrestre	38
4. Du positionnement statique au positionnement cinématique	40
4.1. Le positionnement statique	40
4.2. Le positionnement cinématique	41
4.3. Du positionnement GNSS cinématique haute-fréquence à la sismologie	41
5. Les corrections a posteriori	44
5.1. Les « outliers »	45
5.2. Sauts liés à l'intervention humaine	45

5.3. Le multi-trajet et le filtre sidéral	45
5.4. Les modes communs	47
5.5. Les surcharges hydrologiques	48
5.6. Décomposer une série temporelle de position en sources géophysiques	49
[TRAVAUX ASSOCIES]	51
<b>Chapitre 3 - Cas d'étude : le cycle sismique au Mexique</b>	<b>53</b>
1. Les observations en zone de subduction, le cas de Guerrero, Mexique	53
1.1. Le contexte géodynamique du Mexique	53
1.2. La lacune sismique de Guerrero	55
1.3. La géométrie du plan de subduction	55
2. La caractérisation des séismes lents	57
2.1. Les observations GNSS et les séries temporelles de positionnement	57
2.2. La détection des petits SSEs avec les observations GNSS	60
2.3. Les observations InSAR	61
3. Les glissements lents sur le plan de subduction	63
3.1. La géométrie de l'interface utilisée	63
3.2. L'inversion des déplacements de surface	64
3.3. La localisation des glissements sur le plan de subduction	65
4. Une série de séismes lents au Mexique	66
4.1. Les séismes lents successifs à Guerrero	66
4.2. Des SSE successifs et connectés à Guerrero	67
5. Le couplage	69
5.1. Définition pour le couplage	69
5.2. Le couplage inter-SSE à court terme	71
5.3. Le couplage à long terme	73
5.4. Le déficit de glissement	74
6. Lien avec la sismicité	76
6.1. Les trémors non-volcaniques	76
6.2. Les séismes déclenchés par les SSE	78
6.3. Les SSE déclenchés par les séismes	81
6.4. Low-Frequency Earthquakes	84
7. Lien avec la tectonique locale à Guerrero et Oaxaca	87
7.1. Présentation du système de failles « La Venta – Chacalapas » et du bloc Xolapa	87
7.2. Les observations GNSS pour caractériser le bloc de Xolapa	89
7.3. La sismicité locale en lien avec le système de failles crustales	90
8. Études complémentaires dans le cadre du projet G-GAP	92
[TRAVAUX ASSOCIES]	94
<b>Chapitre 4 - Le traitement massif des données GNSS</b>	<b>97</b>
1. Les enjeux du traitement massif des données GNSS	97
1.1. La tendance du « big data » en GNSS et les enjeux scientifiques	97
1.2. Envergure des réseaux GNSS et données disponibles	98
1.3. Nouvelles méthodologies	100
2. Les difficultés techniques et les verrous à lever	100
2.1. Méthodologie de calcul et procédures	100
2.2. Détermination des séries temporelles et du champ de vitesse intersismique	102
2.2.1. Modèle de trajectoire	102
2.2.2. Approche statistique	102
2.2.3. Méthodologie appliquée par étapes	103

3.	Des résultats pour l'Europe : EPOS	104
3.1.	Le contexte tectonique de l'Europe	104
3.2.	Le projet EPOS	105
3.3.	Le programme « GNSS data and products »	105
3.4.	Le calcul des solutions EPOS à ISTERre-OSUG	106
3.5.	Les séries temporelles et les corrections	108
3.6.	Les produits GNSS diffusés par ISTERre	108
4.	Des résultats pour le Japon	112
4.1.	Contexte géodynamique et enjeux scientifiques	112
4.2.	Le réseau GEONET et les données GNSS	112
4.3.	Calcul des séries temporelles	113
4.4.	A la recherche de SSE dans la zone de Boso	115
5.	Conclusion	116
	[TRAVAUX ASSOCIES]	117
	<b>Chapitre 5 – Perspectives scientifiques et regard personnel</b>	<b>119</b>
1.	Les perspectives pour le projet au Mexique	119
1.1.	Mieux comprendre les mécanismes physiques mis en jeu sur le plan de subduction	119
1.2.	Étendre la zone d'étude à l'ensemble de la subduction	121
1.3.	Construire un modèle global de déformation du Mexique	122
2.	Les perspectives pour les autres chantiers GNSS	123
2.1.	Le développement des observations	123
2.2.	Le développement des outils d'analyse	124
2.2.1.	La démocratisation des outils	124
2.2.2.	Des méthodes toujours plus fines et précises	124
2.3.	Le traitement (massif) de données GNSS et les produits générés	124
3.	Regard personnel sur 15 ans de travail dans les observations GNSS	125
4.	Et maintenant, on va où ?	126
	<b>Bibliographie</b>	<b>129</b>
	Annexe 1 : Curriculum Vitae	137
	Annexe 2 : Liste de travaux	141



## Introduction

Ce mémoire en vue d'obtenir l' « Habilitation à Diriger des Recherches » (HDR) est l'occasion de faire le bilan de ma contribution au travail réalisé en GPS pour l'étude des objets géophysiques. J'ai commencé ma carrière par le développement des observations avec l'instrumentation et la mesure. Très vite, j'ai participé aux analyses des données et j'ai pu piloter certains projets d'observation ou de recherche. Je remercie Andrea Walpersdorf de m'avoir fait confiance et de m'avoir permis de m'impliquer durablement dans cette discipline qui était nouvelle pour moi. Quinze années plus tard, il était temps finalement d'établir une synthèse de toutes ces réalisations et d'en tirer des perspectives.

J'ai fait le choix de présenter les aspects instrumentaux et l'analyse de données avant d'exposer des résultats scientifiques. Étant ingénieure de recherche, le curseur entre ces facettes du métier se déplace en fonction des projets, de ses aspirations, des opportunités et de l'avancement dans sa carrière.

Le 1<sup>er</sup> chapitre fait état des observations GNSS en Sciences de la Terre et de la déclinaison des activités à ISTERre et de mes nombreuses expériences très variées. C'est un chapitre général qui expose certaines techniques d'observation et qui permet de poser les bases de ce qui suivra. Il illustre bien les différentes activités sur lesquelles je me suis investie à ISTERre, pour les projets d'observation, de recherche et pour la formation.

Le 2<sup>ème</sup> chapitre est plus méthodologique et il présente différentes approches pour le calcul de positionnement ainsi que les corrections apportées. Il passe donc en revue l'ensemble des sources d'erreur possibles et la façon de s'en affranchir. J'expose également dans ce chapitre les 2 outils d'analyse avec lesquels j'ai travaillé et les applications possibles en statique ou en cinématique. Enfin, je présente les corrections qui sont appliquées a posteriori pour obtenir des séries temporelles de positionnement prêtes à être exploitées.

Le 3<sup>ème</sup> chapitre est entièrement dédié au projet au Mexique. C'est mon projet de cœur sur lequel j'ai commencé à m'investir lorsque j'étais contractuelle et qui ne m'a pas quittée tout au long de ma carrière. Bien qu'ayant gardé une expertise ciblée sur les données GNSS, j'ai eu le plaisir de pouvoir travailler en collaboration avec de nombreux chercheurs, étudiants et ingénieurs en France comme au Mexique. Le panel des travaux réalisés est important et je n'ai retenu que ceux auxquels mon implication était notoire, je n'ai pas voulu dresser une liste exhaustive.

Le 4<sup>ème</sup> chapitre fait état des travaux réalisés sur le traitement massif des données GNSS. Cette activité est développée à ISTERre depuis 5 ans et ne cesse de s'accroître du fait de l'expansion des jeux de données disponibles.

Enfin, le 5<sup>ème</sup> et dernier chapitre dresse les conclusions personnelles au regard de ces 15 années professionnelles et dessinent quelques pistes de travail en perspective, sachant que je ne porterai peut-être pas moi-même les axes proposés, même s'ils s'inscrivent dans la droite lignée des travaux déjà réalisés.

Écrire son mémoire pour l'HDR est le type d'exercice que l'on fait à la croisée des chemins dans sa carrière. J'en suis à ce stade et il y aura inévitablement des pans de compétence que je laisserai tomber dans la suite de ma carrière, d'où la nécessité pour moi d'en tirer un bilan et d'en laisser une trace écrite.





## Chapitre 1 - Les observations GNSS en Sciences de la Terre... et à ISTerre

Dans ce chapitre, je présenterai succinctement l'intérêt -toujours croissant- des observations GNSS pour les Sciences de la Terre ainsi qu'une vue de mes travaux dans ce domaine. Ils ont été réalisés pour l'observation de la surface -terrestre ou glaciaire-, dans des cadres et des contextes très différents mais tous basés sur la même technique : les mesures terrestres de positionnement par GNSS.



### 1. Le GNSS en Sciences de la Terre

#### 1.1. GNSS : définition et présentation

Le GNSS est la Géolocalisation et Navigation par un Système de Satellites (GNSS = Global Navigation Satellite system). C'est une des méthodes de la géodésie spatiale. La géodésie est une science ancienne, elle est l'ancêtre de la géographie moderne. Elle était initialement destinée à la réalisation du tracé des cartes, elle a ensuite permis de résoudre les problèmes de dimension et de la forme de la Terre. Plusieurs techniques de mesures sont employées pour la géodésie, avec des observations depuis l'espace ou sur Terre. Parmi les outils de mesure sur Terre, nous pouvons citer le nivellement, la gravimétrie, ... et les stations GNSS.

La géodésie spatiale est une branche relativement récente de la géodésie, développée depuis les premiers radars altimètres dans le milieu des années 70. Elle permet de travailler sur des échelles plus grandes que les techniques terrestres souvent limitées à des lignes de base inférieures à 10km. Elle permet aussi de couvrir l'ensemble de la surface de la Terre, recouverte à 70% par les océans. Quant au milieu continental, il est accessible de façons très inégales pour des raisons topographiques, d'accès routier, de couvert végétal, de température ou de précipitation extrêmes, ou tout simplement pour des raisons géopolitiques. En Sciences de la Terre, les principales méthodes de géodésie spatiale utilisées massivement sont les mesures GNSS et l'interférométrie radar (InSAR) pour les mesures de déformation de la surface continentale, mais également la mesure du géoïde et du champ de gravitation et de ses variations, dont dépendent les trajectoires des satellites.

Le système GNSS repose sur une constellation de satellites dont les signaux reçus permettent de pouvoir déterminer en tout point de la surface de la Terre sa localisation et sa vitesse. A l'origine de ce système, nous avons le GPS (Global Positioning System) développé par les Etats-Unis à des fins militaires et opérationnel depuis 1995. Par la suite, d'autres systèmes sont entrés en fonction : GLONASS (ex-URSS) en 1996 et plus récemment Galileo (Europe) et Beidou (Chine). Ces systèmes sont suivis de près par des projets d'autres nations QZSS (Japon), IRNSS (Inde) et d'autres encore qui suivront inévitablement.

D'une motivation initiale purement militaire, le GPS est vite apparu comme un formidable outil pour répondre à des besoins professionnels (navigation terrestre, maritime ou aérienne, topographie, génie civil, ...) et très vite les scientifiques ont saisi cette opportunité. Ils s'en sont emparés en premier lieu pour cartographier la surface continentale de la Terre et suivre ses évolutions dans le temps pour l'étude des déformations de surface en lien avec la tectonique des plaques et les séismes.

Si par abus de langage on continue de parler de « GPS », qui est le premier système opérationnel, il convient de parler plus généralement de GNSS car de plus en plus les données des autres systèmes disponibles et énumérés ci-dessus sont intégrés aux analyses.

Pour prendre l'exemple du système GPS, le fonctionnement dans les grandes lignes est le suivant :

- Une constellation de satellites gravitent autour de la Terre à une altitude d'environ 20000km, sur 3 orbites différentes de façon à couvrir à tout moment l'ensemble de la surface de la Terre avec 8 satellites par orbite. La révolution des satellites autour de la Terre est d'environ 12h.
- Les satellites ont des orbites connues et contraintes par des systèmes de contrôle au sol, leur position est calculée de façon précise.
- Chacun d'entre eux est identifié par un code et envoie en continu un signal électromagnétique qui est la combinaison de phases et d'un code.
- Les récepteurs à Terre sont passifs et ont dans leur mémoire les éphémérides des satellites. Ils reçoivent les signaux des satellites « visibles » dans le ciel et sont capables de les identifier et de connaître leur position dans le ciel grâce aux éphémérides. Il faut au minimum 4 satellites pour obtenir sa position car il y a 4 paramètres à déterminer : la position suivant les 3 composantes de l'espace et le temps.
- Il est possible a minima d'obtenir sa position instantanée et en absolu avec des algorithmes internes aux récepteurs se basant sur le code (précision métrique) ou la phase (précision décimétrique). Des outils d'analyse scientifique présentés plus loin permettent d'obtenir des solutions d'ordre millimétrique.

Pour plus de précisions sur le système de localisation GPS, il convient de se référer aux ouvrages bien plus précis et complet que ne pourrait l'être ce manuscrit.

## 1.2. Les apports du GNSS en Sciences de la Terre et la complémentarité avec les autres observations géophysiques

Le premier domaine scientifique à avoir intégré les données GNSS concernait les Sciences de la Terre, et plus spécifiquement les études tectoniques et l'étude des séismes. Dans cette partie, nous allons tout d'abord décrire les études scientifiques qui bénéficient des observations GNSS en Sciences de la Terre. Nous discuterons ensuite, en fonction des objets d'étude, de la complémentarité avec d'autres observations géodésiques ou géophysiques.

### 1.2.1. Les apports du GNSS en Sciences de la Terre

Les observations GNSS sont réalisées avec des stations réceptrices installées in situ dans la zone d'étude. L'accès à certains pays ou certaines régions, les contraintes géopolitiques, la sécurité, les conditions naturelles et environnementales, etc... sont des critères et des conditions qui peuvent rendre certaines régions difficiles à instrumenter. Sans parler du coût que cela représente de déployer des stations GNSS car un équipement complet coûte environ 10k€ sans parler des frais d'installation (mission, déplacements, location/achat de la parcelle de terrain, ...). Néanmoins, dans de nombreuses régions des réseaux GNSS denses existent maintenant, comme aux Etats-

Unis, au Japon ou en Europe. La densité des réseaux est très inégale d'un pays à l'autre en fonction des moyens disponibles et des priorités mises en place.

Les données acquises par les stations GNSS servent à de nombreux cas d'études, comme l'illustre la figure 1-01. Les premières applications ont concerné l'étude de la tectonique des plaques à l'échelle globale, également des études tectoniques plus locales pour déterminer les déformations de surface dans des zones actives, le long de subduction, en zone de compression ou d'extension, ou encore pour mesurer le blocage et les déformations le long de grandes failles décrochantes. De façon très corrélée, très vite les données GNSS ont permis l'étude des séismes avec une mesure directe des déplacements co- et post-sismiques.

Si ces données permettent de suivre les déformations de la surface terrestre, elles permettent également de suivre les évolutions de la teneur en vapeur d'eau dans la troposphère et de réaliser des tomographies, également d'étudier la couche ionosphérique (notamment pour l'alerte tsunamique).



Figure 1-01 : les observations scientifiques possibles grâce au GNSS, des études en Terre interne aux études de l'atmosphère, en passant par l'interface continentale (source : site web de l'UNVACO).

Enfin, de nombreuses autres applications scientifiques se sont très vite développées avec le suivi des volcans, des glissements de terrain ou des glaciers. Plus récemment, ce sont les signaux réfléchis sur le sol, la neige, l'eau ou la végétation qui ont permis de développer de nouvelles méthodes basées sur les données GNSS.

### 1.2.2. La complémentarité avec d'autres observations géophysiques

Quoi qu'il en soit, plus nous avons de stations installées, plus nous avons d'observations pour les études tectoniques ou atmosphériques. Les stations représentent des points d'observation et un maillage plus ou dense est utile suivant la résolution spatiale recherchée. Parfois, les observations GNSS se suffisent à elles seules, parfois il est utile de les combiner à d'autres observations géophysiques, soit pour palier aux limites spatiales du GNSS, soit pour avoir des données complémentaires indispensables à la compréhension et la modélisation d'un phénomène géophysique. La figure 1-02 présente l'échelle de temps des observations en géophysique. Les processus mis en jeu et les domaines scientifiques sont mis en miroir avec les observations géophysiques permettant leur étude. Je me contenterai d'évoquer dans les grandes lignes la complémentarité des observations GNSS avec d'autres types d'observations géophysiques : l'InSAR, la sismologie et la gravimétrie.

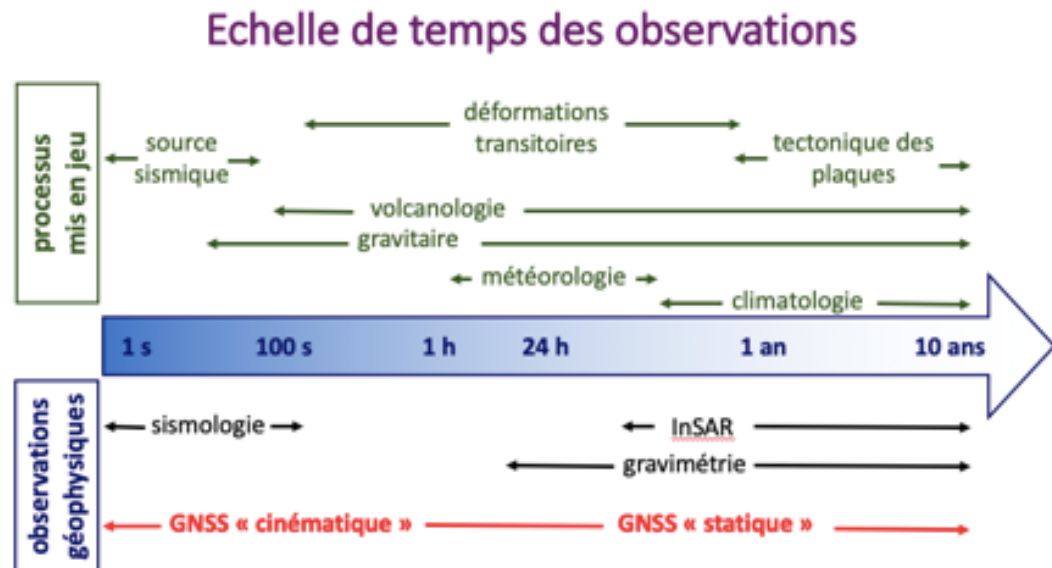


Figure 1-02 : processus mis en jeu et observations géophysiques. Un aperçu de l'apport des observations GNSS et leur complémentarité avec d'autres mesures géophysiques pour un ensemble de domaines scientifiques et de processus mis en jeu.

#### 1.2.2.1. Les observations GNSS et l'InSAR

Des observations géodésiques qui sont très complémentaires du GNSS sont celles fournies par l'**InSAR**. C'est une méthode d'interférométrie SAR (Synthetic Aperture Radar) à partir de données acquises par un satellite actif qui émet une onde radar et qui récupère le signal réfléchi sur Terre. La phase et l'amplitude de ce signal sont alors analysées pour définir le temps de trajet et l'atténuation. Ainsi, nous avons des informations sur le relief de la surface et sur le type de réflecteur (bâtiment, sol nu, neige, végétation, etc...). Le satellite balaie toute une surface lors de sa progression sous forme de bandes de quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres de large. La trajectoire des satellites peut être programmée pour « éclairer » une zone particulière et il est possible de couvrir une grande surface en décalant les bandes d'un passage à un autre. Avec des passages successifs au-

dessus d'une même région, des différences de phase entre deux époques de temps espacées de quelques jours à quelques années sont réalisées. Ainsi, la déformation de la surface entre ces époques peut être déterminée, avec de nombreuses applications pour l'étude des séismes, des failles actives, des volcans, des glissements de terrain ou encore des zones en subsidence. L'InSAR et le GNSS sont très complémentaires et sont souvent associés : l'InSAR couvre une grande zone de façon continue (pondérée par la résolution obtenue, tout n'est pas forcément exploitable) mais offre des résultats espacés dans le temps ; quant au GNSS, les stations permettent des mesures de position de points éparses mais l'observation est continue dans le temps. C'est la complémentarité de la continuité spatiale versus la continuité temporelle.

#### 1.2.2.2. Les observations GNSS et la sismologie

Les observations GNSS présentent l'avantage d'offrir une échelle de temps étendue pour compléter les **observations sismologiques**. Elles permettent d'obtenir la position d'un point et donc sa vitesse de déplacement quand les observations sont continues ou répétées dans le temps. Initialement, les données GNSS étaient échantillonnées uniquement à 30s et l'analyse portait sur une solution statique pour 24h. Depuis près de 20 ans, le matériel permet une acquisition à plus haute fréquence, maintenant jusqu'à 50Hz mais classiquement les récepteurs pour les Sciences de la Terre sont programmés au maximum à 1 ou 5Hz. Il est possible avec les données GNSS de procéder à une analyse cinématique, c'est-à-dire de déterminer une position par échantillon ou observation. Cette possibilité est développée dans la section 4.2 du chapitre 2. Ainsi, nous pouvons avoir des séries temporelles de position avec des pas de 5Hz jusqu'à 24h suivant la technique d'analyse utilisée. Les données sismologiques vélocimétriques, avec leurs capteurs large-bande, permettent d'enregistrer des mouvements du sol jusqu'à des périodes de 200s en moyenne. Cette gamme fréquentielle permet de couvrir toutes les données ondulatoires liées aux séismes, pourtant des modes supérieurs ou des déformations de très longues périodes ne peuvent être observées. Les données GNSS permettent de combler cette lacune dans les observations et il est même possible de mesurer des déformations du sol liées à la propagation d'ondes sismiques de basse fréquence, comme les ondes de surface (voir section 4.3 du chapitre 2).

#### 1.2.2.3. Les observations GNSS et la gravimétrie

Une meilleure interprétation des déformations locales est possible grâce à la **gravimétrie**. Il s'agit d'une autre méthode de géodésique visant à étudier la forme de la Terre et sa structure interne. Les observations peuvent se faire depuis l'espace avec les missions GRACE ou au sol à l'aide de gravimètres absolus ou relatifs. Le gravimètre mesure des excès ou des déficits de masse, il est utilisé dans de nombreux domaines scientifiques pour l'étude du géoïde et des systèmes de référence, pour l'océanographie, pour la tectonique et la structure interne de la Terre, pour la géophysique de sub-surface ou encore l'hydrologie. Jusqu'à l'arrivée des mesures GNSS, le gravimètre était un outil incontournable pour le positionnement, le nivellement des stations et pour le système de référence globale. Avec l'arrivée des mesures GNSS (GPS) dans les années 80-90, les deux techniques sont devenues complémentaires pour un positionnement précis et référencé. Notamment, les observations combinées gravimétrie-GNSS servent à mieux interpréter le mouvement vertical dans les zones tectoniquement actives. Cependant cette combinaison n'est pas très répandue car il est beaucoup plus difficile et onéreux de procéder aux mesures gravimétriques qu'aux mesures GNSS,

les instruments et leur expertise sont rares, et les données GNSS se suffisent à elles-mêmes dans la quasi-totalité des cas.

## 2. Du positionnement rapide au positionnement précis

Pour nos applications en Sciences de la Terre, il faut trouver le bon compromis entre le temps d'observation nécessaire et possible à réaliser, et la précision de positionnement recherchée. Cela se décide en fonction de l'objet étudié, du temps dont nous disposons sur le terrain et du dispositif expérimental possible à mettre en œuvre. A chaque projet sa solution technique...

Il ne s'agit pas de faire un cours sur les différentes techniques expérimentales de positionnement par méthode GPS, mais bien de pouvoir illustrer les différents cas de figure auxquels j'ai fait face et pour lesquelles j'ai dû développer des procédures ou techniques d'acquisition. En fonction de l'objectif scientifique et de la précision souhaitée, la technique expérimentale d'acquisition et de traitement de la donnée est discutée avec les porteurs du projets et mise en œuvre ensuite.

J'ai choisi de présenter 3 des techniques d'acquisition que j'ai pu développer et utiliser ces 10 dernières années à ISTerre. Leur procédé expérimental est présenté, il est associé également à l'outil d'analyse des données nécessaire. Il s'agit, suivant les cas, de trouver la bonne combinaison acquisition/exploitation des données en fonction des objectifs et des moyens disponibles.

### 2.1. Topographie et relevé en temps réel

Le relevé en temps réel permet une **acquisition rapide** de positionnement sur le terrain. Il est utilisé avec des mesures ponctuelles (quelques secondes à quelques minutes) pour la localisation de points remarquables (points d'appui ou de référence, position de capteurs sismiques ou d'électrodes, etc...). Il permet également de mesurer en continu et sert dans ce cas à faire des relevés cinématiques, non pas pour déterminer une vitesse de déplacement, mais pour avoir un positionnement régulier par un échantillonnage défini spatialement (enregistrement de la nouvelle position dès qu'elle est à une certaine distance de la précédente) ou temporellement (acquisition régulière en fréquence d'échantillonnage). Ce type de relevé sert pour la **localisation d'objets** (e.g. capteurs géophysique), pour la réalisation de **profils topographiques** ou pour la construction d'un **modèle numérique de terrain**.

Il existe différentes méthodes d'acquisition pour des relevés locaux, je ne parlerai que de celles que j'ai pratiquées. A l'origine, j'ai commencé à utiliser une paire de GPS Ashtech L1 (mono fréquence) déjà présente au laboratoire et achetée pour le projet IHR (Imagerie Haute-Résolution, PI Olivier Coutant). Ce matériel ne permettait pas de faire du temps réel, une étape de post-traitement était indispensable et permettait d'obtenir une précision décimétrique. Par la suite, j'ai proposé au laboratoire début 2010 l'achat d'un équipement bi-fréquence équipé de radio (matériel RTK-Trimble à 35 k€), afin de faire du positionnement précis sub-centimétrique en temps réel.



Figure 1-03 : fonctionnement de la méthode de relevé local en temps-réel (source : site web du réseau TERIA).

Il y a 2 méthodes de relevés locaux en temps réel : le **DGPS** (ou GPS Différentiel) et le **RTK** (ou Real-Time Kinematic). Ces relevés, qu'ils soient réalisés en statique ou en cinématique, font appel à une paire de récepteur/antenne GPS. Un des GPS sert de base fixe, l'autre GPS est celui qui est défini comme mobile. Les 2 GPS reçoivent les signaux mais en plus la station qui sert de base envoie des corrections au GPS mobile à l'aide d'une radio. La station de base est classiquement installée sur un trépied et a une radio émettrice (TX). Elle fonctionne le temps du travail à réaliser et envoie des corrections en continu à la station mobile, elle-même équipée d'une radio réceptrice (RX). La station fixe reçoit les mêmes signaux que la station mobile et elle estime en permanence l'erreur locale de positionnement du GPS en comparant la position calculée avec sa position réelle. Dans le cas où cette correction est faite sur le code du signal GPS avec le calcul de la pseudo-distance, on parle de DGPS. Dans le cas où la correction est faite sur la mesure de phase des signaux GPS, on parle de RTK. C'est avec un équipement RTK que j'ai pu développer plusieurs procédés d'application à ISTERre. Ce matériel a été utilisé lors de nombreuses études de terrain dans le monde et a bénéficié à un grand nombre de projets. Il a été remplacé depuis par un équipement plus moderne et plus maniable.

## 2.2. Les mesures de campagne

Les observations GNSS réalisées dans le cadre d'une étude de la déformation de la surface se font avec des équipements bi-fréquence pour atteindre la précision souhaitée. Tous sont capables d'enregistrer les signaux des constellations GNSS : GPS (Etats-Unis), Glonass (Russie), Galileo (Europe), voire Beidou (Chine), IRNSS (Inde), QZSS (Japon), etc... mais toutes ces observations ne sont pas forcément intégrées dans l'analyse des données.

L'acquisition d'un équipement GNSS bi-fréquence complet (antenne + récepteur) reste onéreux malgré un prix qui a été divisé jusqu'à 4 ces quinze dernières années. Le prix est un

premier frein à l'installation permanente de ce matériel car pour couvrir une zone d'étude il faut 5 à 40 points de mesure. En outre, il n'est pas toujours possible de laisser en permanence l'équipement sur site, pour des raisons de vol ou de vandalisme, car souvent ces sites sont isolés pour s'affranchir des masques et pour être positionnés sur des emplacements géologiquement judicieux.

Pour ces raisons de coût et de sécurité du matériel, de nombreuses mesures pour les études tectoniques se font par campagne de mesure. C'était très développé il y a 10-25 ans, ça l'est un peu moins dans certaines régions du fait du développement des réseaux GNSS permanents partout dans le monde. Quoiqu'il en soit, les campagnes de mesure GNSS ont encore toutes leurs raisons d'être employées dans les cas suivants : étude tectonique, intervention post-sismique, ou pour d'autres applications en géosciences, comme les projets de suivi de déplacement de glacier ou encore de cartographie de la vapeur d'eau dans l'atmosphère avec des mesures de délais troposphériques zénithaux.

La mise en œuvre de mesures de campagne est particulière. Il faut d'abord disposer du matériel GNSS : un parc GPS mobile national a été créé par l'INSU, il est géré par la Division Technique de l'INSU. Il met à disposition de la communauté française des équipements complets pour tout type de mesure GNSS dans le monde. A ce jour, 45 stations complètes sont proposées et il y a sur étagère des équipements de remplacement ou pour des interventions non programmées, comme les interventions post-sismiques.

Dans le cas des études tectoniques, il faut renouveler les campagnes de mesure afin de voir les évolutions et la déformation dans le temps du réseau défini. Plusieurs années peuvent séparer 2 campagnes de mesure successives, il s'agit de travaux de recherche qui s'inscrivent dans le temps et dont il est précieux de conserver toutes les données et métadonnées des campagnes passées. La DT de l'INSU a mis en place un système de capitalisation de ces données pour qu'elles ne disparaissent pas avec le départ d'un chercheur. Ensuite, à charge dans chaque unité de recherche de faire également ce travail, c'est ce que j'ai mis en place à ISTERre.

Enfin, sur site il faut matérialiser le point physique de référence pour les mesures afin de pouvoir reproduire la mesure ultérieurement. Il s'agit dans la grande majorité des cas d'une pièce métallique scellée dans le rocher sur une partie horizontale de l'affleurement. Ce repère doit être discret car il ne doit pas être détruit par le curieux promeneur qui trouve sur son chemin un point métallique dans le rocher. Il existe différents types de repères :

- Le repère simple et historique : **le piton/clou métallique**. C'est une version plus élaborée que le clou topographique utilisée par les géomètres car ce repère est intégralement scellé dans le rocher et affleure à peine, il n'y a pas de tête qui dépasse. Son centre à la surface, qui sert de référence physique pour la mesure, est matérialisé par un poinçon en creux ou par une croix gravée. Dans les Alpes notamment, ces points ont initialement été implantés par l'IGN puis des réseaux locaux se sont densifiés dans certaines zones d'intérêt scientifique particulier. Dans ce cas, il y a toujours un repère central et 1 à 3 repères secondaires à quelques mètres, placés en étoile. Les mesures sont faites sur le repère principal mais les points de rattachement secondaires sont également mesurés quelques heures simultanément avec un second GPS. Cela permet de pérenniser le point de mesure au cas où le repère principal viendrait à disparaître, ainsi il est possible de poursuivre la série temporelle et de ne pas perdre tous les efforts et mesures passés. De la même façon, à proximité de tout site GPS permanent ce type de rattachement est fait. Du moins, il devrait être fait...

Pour faire la mesure, il faut installer un trépied ou un mât. Le mât peut être un tube métallique haubané ou avec 2 bras métalliques pour prendre appui. Dans tous les cas,



que ce soit un trépied ou l'un de ces mâts, il faut prévoir de stabiliser les points d'appui au sol pour éviter que le support ne bouge. Cela se fait à l'aide de pierres, de plâtre ou d'ancrages scellés pour les haubans. La mise en œuvre de la mesure peut être fastidieuse et peut être réalisé en moins d'un quart d'heure comme en plus de 2h suivant l'environnement (relief, vent, ...) et l'opérateur.

L'avantage de ce système est la facilité d'installation des repères et leur polyvalence pour des relevés par GNSS mais aussi pour des relevés locaux avec un tachéomètre, ces « clous » sont parfois en place depuis plusieurs décennies ; les inconvénients sont la difficulté à installer un trépied ou un mât temporaire correctement (centrage et mesure de la hauteur précis) et à assurer sa stabilité le temps de la mesure (jusqu'à 3 jours). Les principales sources de problème pour la stabilité sont le vent et les animaux trop curieux, d'où la nécessité de caler les points d'appui et d'interdire l'accès à moins de 2m.



*Figure 1-04 : installation d'un trépied sur un repère scellé dans le rocher et indiqué par l'ombre du doigt (site CGA0, col du Galibier, juillet 2011).*

- Le **repère à centrage forcé** : c'est le type de repère classiquement employé pour toutes les études en tectonique. Il s'agit d'une cheville métallique en inox de 20-25mm de diamètre scellée dans le rocher, à l'intérieur de laquelle un pas de vis femelle permet de visser un mât. Un bouchon avec également un pas de vis identique à celui du mât permet de protéger et préserver l'intérieur de toute obstruction par de la terre, des petits cailloux ou des insectes. Le bouchon et le mât peuvent être également en inox, sinon en laiton pour une utilisation optimisée avec un repère fait en acier inoxydable (pour limiter les frottements et l'usure).

L'avantage est la relative facilité à mettre en œuvre avec un bon perforateur et du scellement chimique. Des modèles avec un bouchon à peine affleurant offrent une bonne longévité du repère, surtout si on prend la peine de camoufler le bouchon avec des pierres ou du mastic recouvert de terre. Il n'y a pas d'inconvénients si le mât est bien installé à la verticale et si le pas de vis utilisé est en 5/8 de pouce, compatible avec le système standard.



Figure 1-05 : à gauche, photo de repère à centrage forcé ; à droite, photo d'installation de station GNSS sur un centrage forcé (site DANC, Pérou, 2011).

- Parfois d'autres repères subsistent encore : en France, la borne de granite style « borne IGN » au centre de laquelle est gravée une croix. On mesure dans ce cas l'intersection des 2 branches. Également, le repère le plus discret, le moins cher et impossible à voler : le trou. Faire un trou de 4 à 6mm de diamètre dans un affleurement rocheux se voit peu et ne se vole pas ! Il ne risque pas a priori de recevoir la foudre et d'éclater comme cela peut être le cas avec des repères métalliques. Mais avec le temps, le trou risque d'être bouché et peut être difficile à retrouver...



Figure 1-06 : un repère impossible à voler mais parfois difficile à retrouver : le trou ! (site AASS, Liban, 2010).

Tous les anciens types de repères, y compris les pitons simples, sont remplacés progressivement par des repères à centrage forcé. Cela offre plusieurs avantages : installation très simple de l'antenne car il n'y a pas de trépied ou de mât à mettre en place, et ainsi non seulement la mesure est très stable, mais surtout elle offre une parfaite reproductibilité.

En règle générale, ces points de mesure sont dans des sites naturels plus ou moins isolés. On équipe le site du matériel GPS, mais également d'une batterie et d'un panneau solaire. Pour éviter tout risque de vol ou dégradation et pour assurer une mesure précise par un contrôle

régulier de l'installation, un ou 2 opérateurs campent à proximité du site sur les 2-3 jours que peut durer la mesure.

Chaque équipe est en charge d'un ou plusieurs équipements GNSS et doit faire la mesure successive de plusieurs points en ayant 2-3 jours de mesure continue pour chacun d'entre eux. Dans la mesure où l'on veut étudier la déformation du réseau au cours du temps, il faut que les équipes travaillent simultanément pour que des lignes de base puissent être mesurées sur un même laps de temps d'observation. Ensuite, certaines stations GNSS « fixes » enregistrent en permanence dans le secteur étudié sur toute la durée de la campagne. Ce sont les points d'appui du réseau. Cela permet de faire le rattachement des différentes lignes de base mesurées par les équipes de terrain qui se déplacent tous les 2-3 jours.

Voici quelques exemples de campagnes de mesure auxquelles j'ai participé et que j'ai parfois co-organisées : Alpes (1996, 2011), Jordanie (2005), Iran (2004), Pérou (2012)

### 2.3. L'observation à long terme

Les mesures de campagne permettent à moindre coût de mesurer la déformation d'un réseau donné, mais cela suppose que cette déformation est linéaire au cours du temps. Il s'avère que l'installation des premières stations GNSS permanentes a permis de révéler des phénomènes jusqu'alors peu connus et non pris en compte dans l'étude du cycle sismique : les **déformations transitoires**. Il s'agit de déformations élastiques de la surface continentale sous l'effet de variations de contraintes, comme par exemple le chargement hydrologique naturel ou lié aux variations du niveau d'eau d'un barrage au moment de la fonte des neiges. Si ce phénomène de chargement saisonnier ou anthropique était bien connu, d'autres types de transitoires n'étaient pas identifiés car encore non détectables par des mesures ponctuelles. L'installation de stations GNSS permanentes a permis d'identifier dans le monde de nombreuses régions où des glissements aismiques se produisent régulièrement. Ces glissements, plus ou moins réguliers, remettent en cause la vision du cycle sismique et rendent caduques les études basées uniquement sur des campagnes de mesure GPS dans des zones où aucune station permanente ne permet de dire que l'on peut s'affranchir de ce phénomène.

Depuis l'avènement du GPS dans les années 1990, les **réseaux d'observation permanents** se sont développés grâce à différents facteurs. Tout d'abord, comme nous l'avons déjà dit, le prix des équipements a considérablement baissé pour des produits toujours plus performants en termes de qualité de la donnée et de l'autonomie en alimentation électrique et en mémoire. Ensuite, pour mesurer de façon précise les déformations de surface liées à la tectonique, il est nécessaire d'avoir les séries temporelles les plus longues et les plus complètes possibles pour améliorer le rapport signal/bruit et obtenir des mesures submillimétriques. Enfin, les applications pour les données GNSS continues sont multiples et se développent toujours plus. Outre les nombreux domaines scientifiques qui s'appuient sur ces observations, des applications sociétales ou d'intérêts privés (navigation, relevés de géomètres, ...) se sont développées. En Sciences, non seulement nous pouvons étudier les déformations de surface liées à la tectonique, à l'activité d'un volcan ou d'un glissement de terrain, mais en plus nous pouvons utiliser les propriétés du signal GNSS dans l'ionosphère ou l'atmosphère, comme nous l'avons décrit précédemment.

En France, le réseau GPS permanent est le RENAG, rattaché à l'infrastructure de recherche RESIF (Réseau Sismologique et géodésique Français), lui-même composante de l'infrastructure européenne EPOS (European Plate Observing System). Une carte de ce réseau OSUG-ISTerre pour les Alpes est présentée en figure 1-11.

### 3. Les travaux d'observation réalisés

Dans cette partie, je présenterai mes travaux d'observation réalisés depuis mon recrutement. Ils représentent une part importante de mon activité, surtout à mes débuts, et la qualité des données pour la recherche est indissociable de la qualité des observations. C'est pourquoi j'ai choisi d'y consacrer quelques pages. Comme nous l'avons vu précédemment, il y a des relevés rapides et des observations très longues qui s'inscrivent dans le temps pour obtenir une résolution d'une extrême finesse. Je vais balayer le panel des méthodes de mesure que j'ai pu mettre en place.

#### 3.1. Pour des objets ou des relevés « rapides »

Il y a des objets d'étude qui se déplacent ou se déforment rapidement. C'est le cas de glaciers, et parfois les volcans ou les glissements de terrain. Il y a également les techniques de mesure rapide sur des objets ou des points pour lesquels une précision au centimètre est largement suffisante. Dans le cas de relevés rapides, on utilise (comme décrit précédemment), une paire de stations GNSS, elles sont équipées de radio pour des mesures en temps réel. Une station sert de base et l'autre station est mobile, elle est déplacée sur l'ensemble des points à relever. Il y a aussi le cas où l'objet étudié se déplace relativement rapidement, comme dans le cas des glaciers. Je vais présenter 3 cas de figure de mesures faites dans ces contextes.

##### 3.1.1. Les relevés de positionnement rapides

Les relevés de positionnement rapides s'apparentent au travail du géomètre. Une précision au centimètre est suffisante et souvent les points mesurés ne sont pas matérialisés de façon très rigoureuse. C'est par exemple le cas lorsque l'on veut positionner un ensemble de capteurs sur le terrain : géophones, électrodes, etc... autant de points de relevés géophysiques qu'il faut pouvoir caler sur une carte.



*Figure 1-07 : des étudiants en train de relever les positions d'électrodes (profil électrique) avec une station GNSS montée sur une perche. La station utilisée est donc « mobile » et permet un positionnement en temps-réel grâce aux signaux envoyés par une station installée en fixe et qui envoie ses corrections (Avignonet, 2010).*

Il en est de même pour pouvoir caler assez précisément des profils géophysique réalisés non plus avec des capteurs fixes, mais avec un système d'acquisition mobile. C'est le cas avec le géoradar (GPR : Ground Penetrating Radar).

Le relevé rapide peut se faire avec une analyse en post-traitement ou en temps-réel (avec un réel gain de temps), c'est un excellent exercice à faire pratiquer aux étudiants comme le montre la figure 1-07 !

### 3.1.2. Les relevés topographiques et MNT

Lorsque l'on travaille sur des terrains irréguliers -ce qui est la très grande majorité des cas- il est utile de pouvoir réaliser un profil topographique. En effet, lorsque nous réalisons des mesures géophysiques (profils sismiques ou électriques, georadar), les résultats obtenus sont exprimés sur un niveau plat sans topographie. Il faut alors corriger ces profils de la topographie pour localiser spatialement les modèles de structure 2D obtenus. De la même façon, il est important de pouvoir rajouter une 3<sup>ème</sup> dimension dans le relevé de la topographie pour couvrir toute la zone d'étude et construire un modèle numérique de terrain (MNT).

Ce type de relevé topographique (2D) ou de construction de MNT (3D) se base sur le même procédé expérimental en temps-réel que le relevé rapide illustré ci-dessus. Il y a 2 différences principales : la première est que l'enregistrement ne se fait plus pour un point mais de façon continue. Il est possible de paramétrer la station GNSS pour faire des acquisitions régulières en fonction du temps (e.g. toutes les secondes) et en fonction du déplacement (e.g. tous les mètres) ; la deuxième différence est sur la façon de fixer et porter la station GNSS, en particulier son antenne, qu'elle soit ou non intégrée avec le récepteur. Dans ce cas, on n'utilise plus une perche, mais un support permettant un déplacement fluide avec un contrôle assez bon de la hauteur d'antenne, comme un sac à dos.



*Figure 1-08 : doctorante qui réalise un MNT avec une antenne GNSS fixée sur le sac à dos et en arpentant l'ensemble du terrain à couvrir (photo : A. Schlagenhauf, Nouvelle-Zélande, 2010).*

### 3.1.3. Le glacier d'Argentièrre

Ce glacier est un objet d'étude qui se déplace rapidement, de l'ordre de 10cm / jour en moyenne sur l'année (vitesse à la surface). Le glacier d'Argentièrre est étudié depuis de nombreuses années, notamment par les collègues de l'IGE, ce qui en fait un très bon site

pour développer des méthodes d'analyse GNSS, en particulier les méthodes cinématiques ou statiques sur des fenêtres de temps courtes (quelques heures). En revanche, la difficulté réside dans son accès et dans la stabilité de l'antenne GNSS. Une station GNSS est installée depuis 2007 approximativement au niveau de la ligne d'équilibre à 2800m d'altitude, là où l'on passe de la zone d'accumulation (en amont) à la zone d'ablation (en aval). Les fortes précipitations font que la hauteur de neige peut atteindre plus de 4m en hiver. L'été, la glace est à nu et fond rapidement. Ces différences saisonnières de niveau rendent impossibles l'installation d'une station GNSS stable et la mesure en continu et sans saut du déplacement.



*Figure 1-09 : installation de l'antenne GNSS sur un mât « planté » dans la glace (photo : L. Ott, glacier d'Argentière, 2008).*

Plusieurs techniques d'installation ont été testées, d'abord improvisées sur place lors de la première installation d'un corner réflecteur, de 1m de côté environ, pour le SAR (projet EFIDIR). La première antenne GNSS a été fixée au sommet du corner, lui-même fixé sur un radeau en bois posé directement sur la surface en glace (après avoir pelleté 2m de neige au printemps...). Par la suite, le corner a été récupéré et l'antenne GPS a été installée sur un mât (dispositif réalisé par l'équipe technique du Gipsa-Lab). Une tarière permet de creuser la glace pour y glisser un mât en bois à la verticale. Ce mât est prolongé par une extension métallique télescopique pour hisser l'antenne encore plus haut et ainsi espérer son recouvrement par la neige le plus tardivement possible en hiver. Le trou fait à la tarière tend à se reboucher et la glace finit par expulser le mât, qui finit inexorablement par tomber. La maintenance de ce genre de site est par conséquent difficile à réaliser.

Une station GNSS stable et fixe est installée à côté du refuge d'Argentière à proximité. Elle sert de référence pour les analyses des données GNSS acquises sur le glacier.

#### 3.1.4. La tomographie en vapeur d'eau de la troposphère

Cette activité, portée à ISTERre par A. Walpersdorf (CNAP), a été très présente au laboratoire dans les années 2000 quand les observations GNSS se sont développées. Ces travaux ont été menés en étroite collaboration avec l'Institut des Géosciences de

l'Environnement dans le cadre de l'Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes Vivarais (OHMCV), service d'observation de l'INSU porté par nos collègues de l'IGE. Cet observatoire fédère des scientifiques de disciplines très variées. Il vise à produire et collecter des données très diverses et complémentaires, en particulier pour la compréhension des pluies intenses et des crues éclaircies lors des épisodes cévenoles. Ce service d'observation est rattaché à l'infrastructure de recherche OZCAR : Observatoires de la Zone Critique : Application et Recherche.

La contribution d'ISterre visait à installer des stations GNSS temporaires dans les Cévennes Vivarais et dans la vallée du Rhône pour pouvoir mesurer la teneur en vapeur d'eau de la troposphère. En effet, la vapeur d'eau modifie la propagation des signaux GNSS et en déterminant le délai de propagation de ces ondes dans la troposphère (le ZTD : Zenith Total Delay), nous pouvons extraire de ce qui est dû à la partie « sèche » hydrostatique (ZHD : Zenith Hydrostatic Delay) de ce qui est dû à la partie « humide » (ZWD : Zenith Wet Delay).

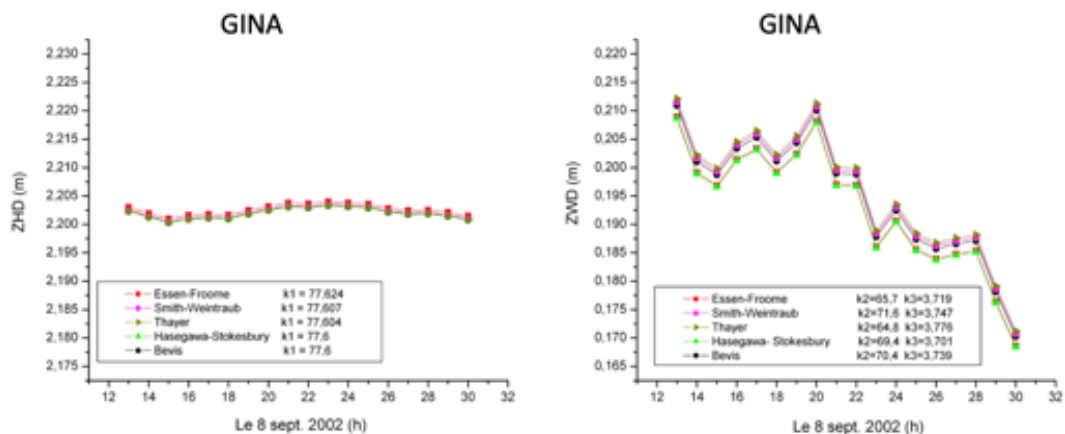


Figure 1-10 : ZHD et ZWD (en mètre) pour la station GNSS GINA, données pour la journée du 8 septembre 2002. Les couleurs représentent des paramètres d'analyse différents et les résultats sont robustes. Sur 24h, le ZHD varie de moins de 5mm alors que le ZWD varie sur une amplitude de 4cm. D'après les travaux de H. Brenot.

Les délais zénithaux sont l'expression du temps de propagation du signal GNSS converti en distance. Le ZHD est une valeur très stable pour une station GNSS, aux environs de 2m selon l'altitude de la station. Quant au ZWD, la valeur est moindre, entre 0 et 30cm, et elle varie selon la teneur en vapeur d'eau dans la colonne troposphérique, comme le montre la figure 1-10.

Cette activité, bien que marginale dans un laboratoire de Terre Interne, a connu une activité soutenue lors de mon arrivée à ISterre sur des missions en géodésie spatiale. Elle m'a permis de vite développer les compétences pour les mesures de campagne et pour l'analyse des données GNSS avec le logiciel GAMIT.

### 3.2. Pour les études tectoniques

Ma mission première était le développement du réseau GNSS dans les Alpes françaises. Cette expertise acquise, j'ai pu la mettre à profit pour plusieurs projets scientifiques de la communauté scientifique. Je ne développerai dans cette section que le travail réalisé dans les Alpes, en Amérique du Sud et au Népal. A savoir que j'ai également contribué à l'installation de la 1<sup>ère</sup> station GNSS permanente au Liban en partenariat avec le CRG du CNRS-L. J'ai également participé à des campagnes de mesures dans les Alpes (1996 et 2006), en Iran

(2004), en Jordanie (2005) et au Pérou (2012 et 2015). Je ne développerai pas ces activités qui étaient souvent annexes pour moi mais qui ont bénéficié de mon expertise développée par ailleurs.

### 3.2.1. Au cœur des Alpes françaises

Mes activités au cœur des Alpes ont essentiellement porté sur le développement du réseau national GNSS, le **RENAG** qui est maintenant rattaché à l'Infrastructure de recherche nationale **RÉSIF** (Réseau Sismologique et géodésique Français). J'ai installé les stations permanentes **ALPE** (Alpe d'Huez, Isère), **JANU** (Mont Janus, Hautes-Alpes), **PUYA** (Puy Aillaud, Hautes-Alpes) **ROSD** (Barrage de Roselend, Savoie), **OGAG** (Argentière la Bessée, Hautes-Alpes), **SURF** (Fort de Saint Ours, Alpes de Haute Provence), **CHMX** (Chamonix, Haute-Savoie) et j'ai participé à l'installation de **ARGR** (refuge d'Argentière, Haute-Savoie), **PALI** (Palissandre, Bouches du Rhône), **GUIL** (Guillestre, Hautes-Alpes) et **CREF** (Crévoux, Hautes-Alpes). Ces stations sont dédiées à l'étude de la tectonique alpine mais servent également pour des applications météorologiques ou privées (géomètres).

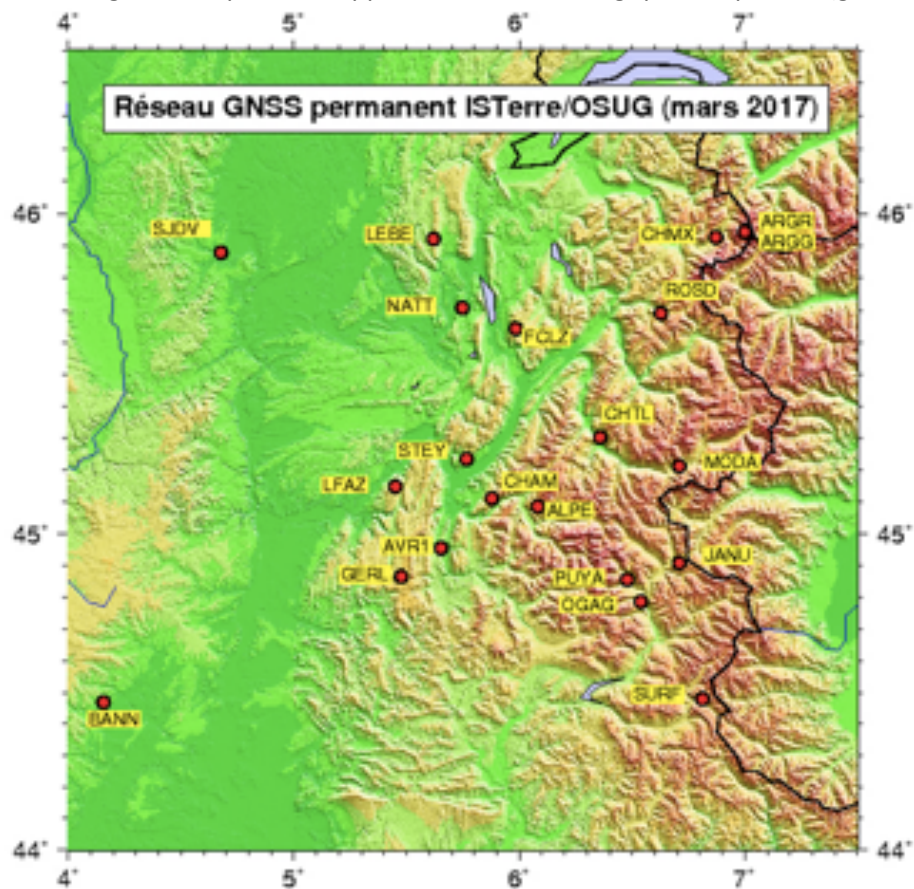


Figure 1-11 : carte des stations RENAG gérées par l'OSUG-ISTerre (Grenoble et Chambéry) dans les Alpes du Nord (source : site web ISTERre).

La grande partie des sites sont en montagne, parfois à des emplacements peu ou pas du tout accessibles, jusqu'à 2700m d'altitude. Nous sommes sûrs d'avoir du rocher découvert et de ne pas être gênés par des masques comme en vallée. En revanche, cela pose des problèmes d'accès en hiver et le site doit être autonome en énergie et en télécommunication. A l'origine pour certains sites, il était indispensable de se rendre sur place toutes les 3 semaines pour vider la mémoire. Fort heureusement, l'essor des réseaux téléphoniques mobiles avec transfert de données ces 15 dernières années nous offrent la possibilité de transmettre nos données et de contrôler à distance le bon état de fonctionnement des stations.





*Figure 1-12 : installation de la station ALPE (Alpe d'Huez) : 1- ferraille scellée dans le rocher et coffrage pour la base ; 2- pilier réalisé en béton dans un coffrage carton cylindrique ; 3- pose d'une buse (canalisation en béton) protectrice par-dessus le pilier ; 4- installation d'un coffret pour le récepteur et du panneau solaire, pose de l'antenne sur le pilier.*

Tous les sites sont sur des rochers en place et la plupart des supports d'antenne sont des piliers en béton de 40 à 60 cm de diamètre construit sur place, exceptionnellement par un artisan mais en général par l'équipe d'instrumentalistes d'ISTerre. Sur la figure 1-12, la réalisation de la station ALPE en 2005 est illustrée. Depuis quelques années, nous privilégions l'installation de mâts métalliques qui offrent l'avantage d'être plus faciles à mettre en place et qui permettent la circulation du vent et de la neige, nous avons moins le problème de point d'ancrage pour les accumulations de neige.

Nos sites les plus récents sont combinés avec une station sismologique, c'est le cas pour OGAG, SURF et CREF, même parfois nous avons installé une station sismologique sur un site GNSS existant, comme à BANN.

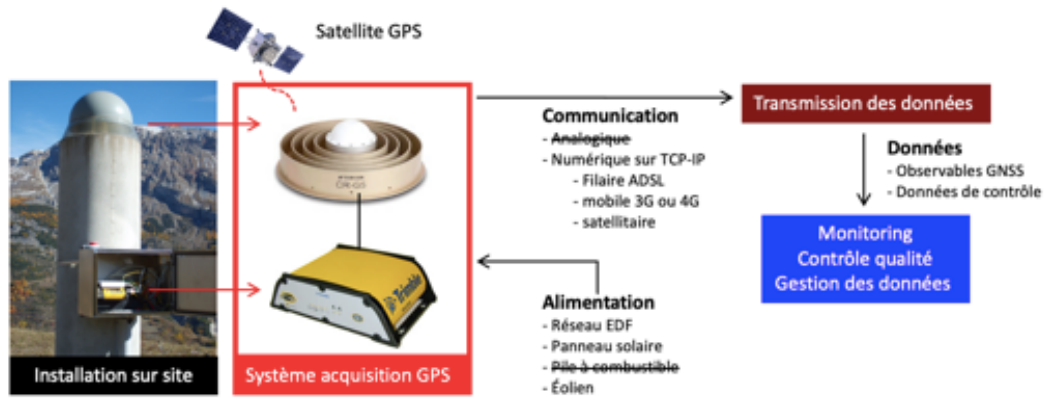


Figure 1-13 : schéma de la chaîne d'acquisition et de transmission des données pour un site GNSS autonome à ISTERre.

Ce travail de terrain a été très chronophage car les sites sont éloignés, peu accessibles et en milieu isolé. Il a donc fallu développer collectivement un savoir-faire sur l'alimentation en énergie : solaire, pile à combustible et pour certains collègues l'éolien ; ainsi qu'en communication : d'abord analogique avec des modems 56k, puis mobile avec les premières transmissions de données GPRS ; depuis 10-12 ans, le développement de l'ADSL, ainsi que la couverture 2G, 3G et maintenant 4G permettent de couvrir quasiment l'ensemble de nos sites en communication sur protocole TCP-IP, à l'exception d'ARGR pour laquelle une solution satellitaire a été testée et finalement abandonnée.

### 3.2.2. La subduction en Amérique centrale et du Sud

Dans le même objectif d'observer sur le long terme les déformations de surface, les projets m'ont amenée à travailler en Amérique centrale (Mexique) et du Sud (Pérou) pour développer les réseaux GNSS permanents en partenariat avec les acteurs scientifiques locaux. J'ai passé en tout plus de 6 mois au Mexique et plus de 4 mois au Pérou, dont une Mission Longue Durée (MLD) de l'IRD de 2 mois dans chacun de ces pays (Mexique en 2009 et Pérou en 2012). Dans les 2 cas de figure, les stations GNSS ont fait l'objet d'une importation permanente et ont été données au partenaire local qui en assure la maintenance.

Dans le cas du Mexique, la collaboration avec l'Instituto de Geofísica de la UNAM (Mexico-DF) date depuis le gros séisme du Michoacan de 1985 qui avait fait plus de 10000 victimes et avait détruit de nombreux quartiers de la ville de Mexico. C'est grâce à l'installation de la 1<sup>ère</sup> station GNSS à Cayaco (près d'Acapulco) en 1997 par Roger Bilham et Vladimir Kostoglodov que les premiers séismes lents du Mexique ont pu être observés. Par la suite, de nouvelles stations permanentes ont été installées et la France a pu financer l'installation de 11 d'entre elles (2 par un projet 3F de l'INSU, 1 payée par ISTERre et 8 financées sur l'ANR Risk « GGAP »).

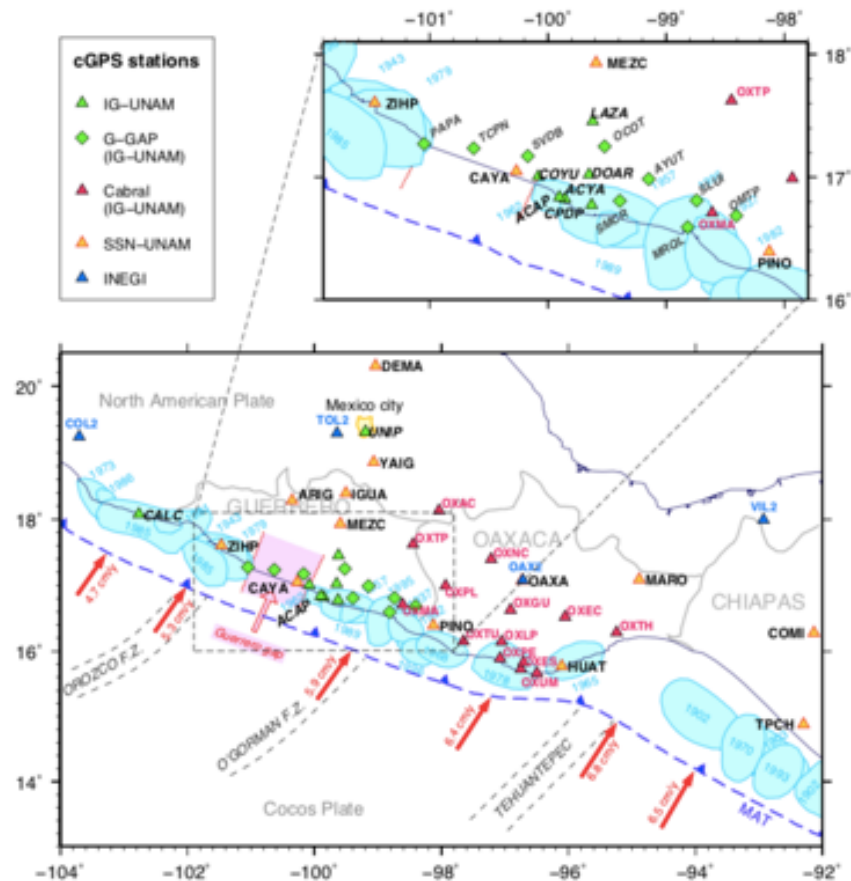


Figure 1-14 : carte des stations GNSS permanentes dans la région de Guerrero au Mexique. Les losanges verts représentent les stations financées par le projet ANR GGAP

C'est dans ce cadre-là que j'ai eu l'occasion de me rendre à plusieurs reprises au Mexique pour apporter mon concours dans le développement du réseau GNSS, ainsi que pour le déploiement de mini-réseaux sismiques pour le projet GGAP.

Au Pérou, suite au séisme de Pisco en 2007 et grâce à la présence de chercheurs de l'ISTerre à Lima à cette époque, les projets pour l'étude de la zone de subduction, du couplage et des séismes -ou des lacunes sismiques- ont gagné en visibilité dans notre unité et se sont développés. J'ai donc tout naturellement accompagné le développement du réseau GNSS en partenariat avec l'Instituto Geofísico del Peru (IGP). C'est ainsi que j'ai organisé avec mes collègues (ISTerre-GET-IGP) l'installation de 9 stations GNSS permanentes tout au long de la zone de la côte depuis la lagune de Paracas jusqu'à la ville de Tacna à la frontière chilienne, soit près de 1000km, comme le montre la figure 1-15.



Figure 1-15 : carte des 9 stations GNSS permanente installée en 2011 au Sud Pérou (@Google Earth), depuis la lagune de Paracas jusqu'à la frontière chilienne.

L'enjeu était d'instrumenter le coude d'Arica qui pose de nombreuses questions sur sa forme et où se produisent régulièrement de gros séismes, comme celui d'Arequipa en 2001. La station SMRG a été installée pour densifier une zone en dehors du coude car ce site est à proximité de la ride de Nazca. Le but est de comprendre le rôle de cette ride dans la genèse des séismes et dans la propagation de la rupture sur le plan de subduction, et notamment de voir si cette ride peut être une barrière sismique.

### 3.2.3. En intervention post-sismique

Il n'est pas possible techniquement et financièrement d'installer des stations GNSS permanentes partout dans les zones sismiquement actives. C'est pourquoi des campagnes de mesure se font toujours, malgré la présence de déformations transitoires dans certaines régions qui peuvent biaiser les mesures de vitesse et donc les valeurs de couplage déduites. En particulier, des campagnes de mesure peuvent être déployées suite à un gros séisme.

Même si on est privé des observations GNSS pour le déplacement cosismique, faute de stations installées à proximité du séisme, il est intéressant de pouvoir mesurer les déformations post-sismiques qui durent plusieurs mois, voire plusieurs années. La relaxation post-sismique génère des déformations de surface transitoires qui donnent des informations sur les mécanismes mis en jeu et les propriétés physiques du milieu. Un réseau d'intervention post-sismique permet de recueillir ces informations sur les déformations générées.



Figure 1-16 : de lourds dommages causés aux bâtiments à Kathmandu (gauche) et à Gorkha (droite), suite au séisme du même nom le 25 avril 2015 (Mw 7.9).



Figure 1-17 : proche de l'épicentre, une école détruite par les secousses sismiques. Fort heureusement les enfants n'étaient pas à l'école au moment du séisme, les écoliers sont relogés sous des abris de fortune pour suivre leurs cours.

C'est dans ces conditions que j'ai participé à l'intervention post-sismique du séisme de Ghorka au Népal (Mw 7.9, 25 avril 2015). Le temps de préparation du matériel et de l'équipe d'intervention était rapide, en revanche, les autorisations pour se rendre dans un pays après un gros séisme peuvent se faire attendre et la logistique sur place n'est pas toujours facile à organiser, les priorités étant données aux secours. C'est donc un mois après le séisme que je me suis rendue sur place avec un collègue géologue et le matériel GNSS à installer. Les résultats sur la base des données collectées dans ce cadre ont fait l'objet d'un article publié par Jouanne et al. (2019).

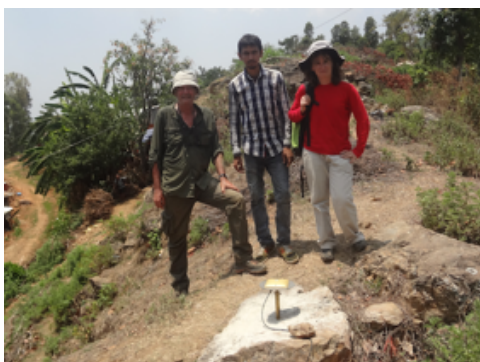


Figure 1-18 : installation de 2 points de mesure GNSS post-sismique au Népal (juin 2015)

[TRAVAUX ASSOCIES]

- Thèse Hughes Brenot (ISTerre, 2004)
- Publications :
  - Jouanne F., A. Gajurel, J.-L. Mugnier, L. Bollinger, L. B. Adhikari, B. Koirala, N. Cotte et al (2019). "Postseismic deformation following the April 25, 2015 Gorkha earthquake (Nepal) : Afterslip versus viscous relaxation", *Journal of Asian Earth Science*, <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.02.009>
  - Remy D., Perfettini H., Cotte N., Avouac JP., Bondoux F., Sladen A., Chlieh M., Tavera H., Socquet A. (2016). "Postseismic Relocking of the Subduction Megathrust Following the 2007 Pisco, Peru, Earthquake", *J. Geophys. Res. SolidEarth*, 121, 3978–3995, doi:10.1002/2015JB012417.
  - A. Walpersdorf, C. Sue, S. Baize, N. Cotte, P. Bascou, C. Beauval, P. Collard, G. Daniel, H. Dyer, J-R Grasso, O. Hautecoeur, A. Helmstetter, S. Hok, M. Langlais, G. Menard, Z. Mousavi, F. Ponton, M. Rizza, L. Rolland, D. Souami, L. Thirard, P. Vaudey, C. Voisin and J. Martinod (2015). Coherence between geodetic and seismic deformation in a context of slow tectonic activity (SW Alps, France), *Journal of Geodynamics*, doi:10.1016/j.jog.2015.02.001
  - Beauprêtre S., S. Garambois, I. Manighetti, J. Malavieille, G. Sénéchal, M. Chatton, T. Davies, C. Larroque, D. Rousset, N. Cotte and C. Romano (2012), Finding the buried record of past earthquakes with GPR-based palaeoseismology : a case study on the Hope fault, New Zealand, *Geophys. J. Int.*, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05366.x>
  - R. Fallourd, O. Harant, E. Trouvé, J.-M. Nicolas, M. Gay, A. Walpersdorf, J.-L. Mugnier, J. Serafini, D. Rosu, L. Bombrun, G. Vasile, N. Cotte, F. Vernier, F. Tupin, L. Moreau, and P. Bolon (2011), Monitoring Temperate Glacier Displacement by Multi- Temporal TerraSAR-X Images and Continuous GPS Measurements, *Journal of Selected Topics in Earth Observations and Remote Sensing*, doi : 10.1109/JSTARS.2010.2096200
  - Fallourd R., Harant O., Trouvé E., Nicolas J.M., Tupin F., Gay M., Vasile G., Bombrun L., Walpersdorf A., Serafini J., Cotte N., Moreau L. and Bolon P., Monitoring Temperate Glacier : Combined Use of Multi-date TerraSAR-X Images and Continuous GPS Measurements, 4 pages, MULTITEMP 2009, Groton, Connecticut, USA, 2009.
  - Trouvé E., I. Pétilot, P. Bolon, M. Gay, L. Bombrun, J.-M. Nicolas, F. Tupin, A. Walpersdorf, N. Cotte, I. Hajnsek, M. Keller. Monitoring Alpine Glacier activity by a combined use of TerraSAR-X images and continuous GPS measurements - the Argentière glacier experiment, invited paper, EUSAR 2008, Friedrichshafen, Germany, 2-5 June 2008.

## Chapitre 2 - Les méthodes de calculs de positionnement et les corrections

Ce chapitre est dédié à la présentation des méthodes de calculs pour le positionnement précis par GNSS et traitera également des corrections apportées pour s'affranchir des différentes sources d'erreur qui peuvent affecter la mesure. Il ne s'agit pas d'un cours sur l'analyse des données GNSS, mais bien d'un retour d'expérience sur les nombreux cas que j'ai étudiés. Les méthodes de calcul pour le positionnement GNSS en Sciences de la Terre demandent une expertise afin d'obtenir des résultats fiables, robustes et reproductibles, pour une recherche de signatures tectoniques toujours de plus faible amplitude.



### 1. Les sources d'erreurs sur la mesure GNSS

Il existe plusieurs sources d'erreur qui peuvent fausser la mesure faite sur les données GNSS. Certaines erreurs sont systématiques, d'autres ont un caractère local ou ponctuel. Il y a 3 grandes origines d'erreur : à la source de l'émission du signal (satellite), à la réception du signal (récepteur GNSS) et lors de la transmission entre ces 2 points tout au long du trajet de l'onde. Fort heureusement, certaines de ces erreurs peuvent être corrigées ou compensées.

#### 1.1. Erreurs dues aux satellites

Il y a 2 types d'erreurs liées aux satellites : l'erreur sur le temps et l'incertitude sur l'orbite. Les satellites du système GPS sont équipés d'horloges atomiques qui, malgré leur grande précision, dérivent continuellement. Ces dérives sont régulièrement corrigées par le segment sol du système GPS et des méthodes d'analyse en double différence permettent de les éliminer. Ensuite, il y a des incertitudes sur la trajectoire des satellites. En temps réel, nous utilisons les orbites « rapides », mais les centres de calculs géodésiques, dont l'IGS (l'International GNSS Service) pour ne citer que celui-ci, recalculent a posteriori les orbites des satellites. Ce sont ces orbites « finales » que nous utilisons pour les calculs de positionnement très précis.

#### 1.2. Précision du récepteur et de l'antenne

Tout comme pour les satellites, les horloges utilisées dans les récepteurs GNSS dérivent également. En outre, la qualité de la mesure dépend de la qualité des composants, non seulement l'horloge, mais également l'ensemble de l'électronique. Il se dégage quelques grandes marques mondiales de récepteurs GNSS très performants pour la précision requise. La qualité des antennes et leur stabilité dans le temps est un critère de choix important lors de l'achat. Des méthodes de calibration standardisées et généralisées dans la communauté scientifique permettent de corriger les effets du matériel utilisé.

#### 1.3. Perturbation due à l'ionosphère

L'ionosphère est la partie supérieure de l'atmosphère. L'interaction entre les UV et les rayons X du rayonnement solaire résulte en une ionisation de gaz, appelé « plasma ». Du fait de la

faible pression à cette altitude, des particules chargées, électrons et ions positifs, sont alors présentes et ralentissent la propagation de l'onde électromagnétique. Le « délai ionosphérique » est proportionnel à la quantité d'électrons libres rencontré sur le chemin, caractérisé par le « TEC » (Total Electron Content) dans la colonne verticale au-dessus d'un point d'observation. Le TEC dépend de l'heure, du jour de l'année, de l'activité solaire ainsi que de la latitude. L'ordre de grandeur de l'erreur générée est de la dizaine de mètres. L'ionosphère étant un milieu dispersif (i.e. l'indice de réfraction dépend de la longueur d'onde), l'effet est différent sur les 2 phases L1 et L2 du signal GPS qui ont des temps de propagation différents dans ce milieu. Une combinaison de ces 2 phases permet de corriger le délai dû à l'ionosphère.

#### 1.4. Perturbation due à la troposphère

Bien que cette partie de l'atmosphère soit électriquement neutre, elle est aussi la cause d'un « délai atmosphérique » qui dépend de la température, de la pression, de l'humidité, voire de la présence de particules (neige, glace). Nous pouvons distinguer la partie « sèche », due à la pression hydrostatique, de la partie « humide » liée à la vapeur d'eau et qui varie plus vite dans le temps. Le délai dû à la propagation atmosphérique sera développé et illustré plus loin.

#### 1.5. Les trajets multiples

L'antenne GNSS réceptrice enregistre tous les signaux sans pouvoir distinguer les signaux directs entre le satellite et le récepteur des signaux indirects. Les signaux secondaires sont dus aux possibles réflexions du signal direct sur tout objet réfléchissant et viennent interférer avec le signal direct. On parle alors de multi-trajets. Les interférences des signaux directs et indirects induisent du bruit dans le signal et les récepteurs intègrent des algorithmes de correction. L'ordre de grandeur de l'erreur générée est demi-métrique.

Pour éliminer le bruit résiduel, des méthodes de correction a posteriori sont possibles, sur la base que les mêmes effets produisent les mêmes causes, ce que nous verrons plus loin.

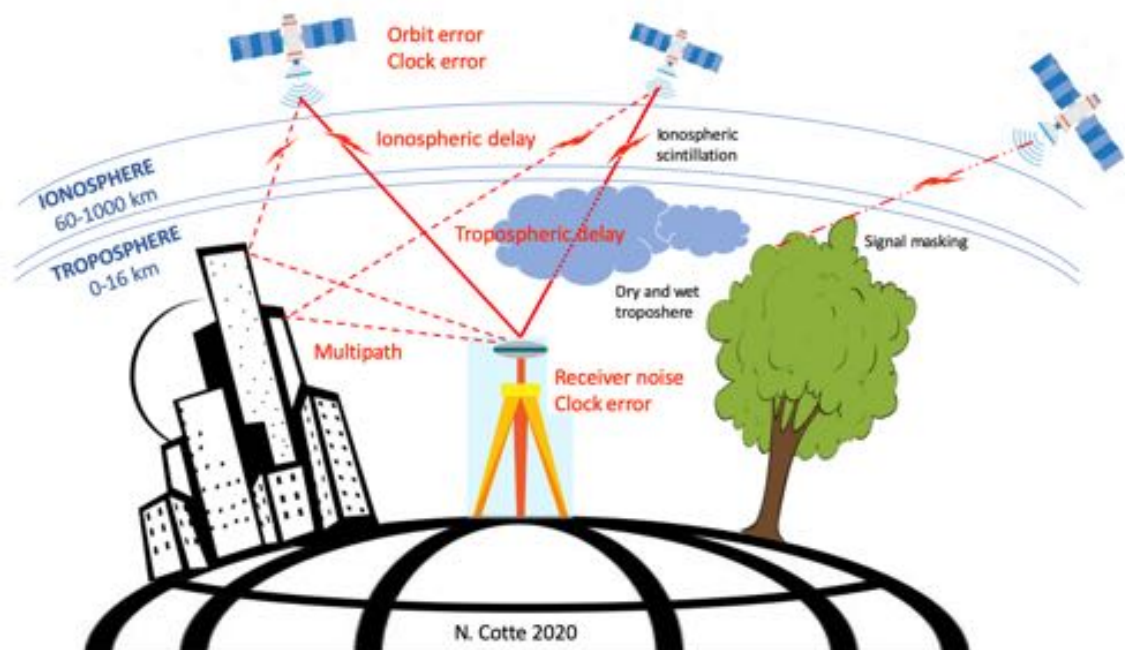


Figure 2-01 : les sources d'erreur sur le positionnement GNSS



### 1.6. Les précautions à l'installation pour limiter les erreurs et le bruit

Nous ne pouvons pas corriger la plupart des sources d'erreur lors de l'acquisition des données, comme celles liées aux satellites et aux récepteurs, ainsi que celles liées à la propagation dans l'atmosphère (ionosphère et troposphère). En revanche, nous pouvons prendre plusieurs précautions dans l'installation des stations GNSS :

- Installer l'antenne sur un sol rocheux stable, pour ne mesurer que la déformation du massif et pas le glissement de terrain local ni les effets de gonflement dus à la teneur en eau du sol
- Eviter les masques quand cela est possible, en se plaçant loin des versants montagneux, des arbres et des infrastructures humaines. Cela permet d'avoir une meilleure visibilité du ciel et de recevoir un maximum de signaux GNSS
- S'éloigner des surfaces lisses et réfléchissantes comme les bâtiments, de façon à limiter les effets de trajets multiples

## 2. Quel outil d'analyse pour quelle finalité ?

C'était il y a encore peu de temps la grande question qui divisait la communauté GNSS : faut-il réaliser une analyse avec une méthode en simple ou double différence ? Il existe quelques logiciels scientifiques qui permettent d'atteindre la précision requise en Sciences de la Terre. Les 2 logiciels les plus utilisés sont américains et ont été développés initialement pour les données GPS : GAMIT du MIT (« GNSS at MIT ») et GIPSY du JPL (« GNSS-Inferred Positioning System »). Ils sont libres de droit pour le milieu académique et sont très largement utilisés par la communauté scientifique en Sciences de la Terre. En Europe, l'UNIBE a développé le logiciel BERNESE mais son accès est payant. En France, le CNES et le GRGS (Toulouse) ont développé leur propre logiciel multi technique appelé GINS (« Géodésie par Intégrations Numériques Simultanées »), capable d'intégrer un large nombre d'observables GNSS mais également d'autres données de la géodésie spatiale.

### 2.1. Le concept de base pour estimer la position

Il n'est pas possible d'avoir sa position directement sans une analyse des données GNSS, cette étape n'est pas toujours visible par l'utilisateur qui tient son GPS en main. Nous enregistrons grâce aux récepteurs des codes et des phases du signal GNSS. A partir de là, comment déterminer avec précision sa position ?

Les techniques basées sur le code, comme les GPS de main ou de voiture, calculent le temps de trajet de l'onde depuis le satellite jusqu'au récepteur, grâce à la signature de chaque satellite enregistrée dans le GPS. Ce temps de trajet est directement converti en distance et l'intersection d'au moins 3 sphères (ayant pour rayon la distance récepteur-satellite estimée) permet de déterminer sa position.

Les logiciels scientifiques sont basés sur l'analyse de la phase du signal. La différence de phase, modulo le nombre entier de cycles discuté pour la résolution des ambiguïtés, permet de déterminer le temps de trajet. Par ailleurs, des modèles (atmosphériques, surcharge océanique, marées, ...) sont utilisés pour calculer le temps de trajet théorique entre une position approximative et chacun des satellites. Des méthodes d'estimation paramétrique sont employées en intégrant : d'une part les observables liées aux paramètres à estimer (mise en équation) ; d'autre part un modèle statistique qui décrit les fluctuations dans les mesures ; enfin une inversion qui résout les équations pour déterminer les paramètres à estimer, en cohérence avec le modèle statistique.

### 2.2. Simple et double différence ou approche indifférenciée ?

La principale différence entre les principaux logiciels « grand public scientifique » et libres de droit réside dans leur approche. Le logiciel GIPSY (Zumberge et al., 1997 ; Capra et al., 2008) est basé sur une approche indifférenciée mais souvent dans l'esprit des utilisateurs il repose

sur une méthode de simple différence (par opposition aux méthodes de double différence). Le logiciel GAMIT (Herring et al., 2018) est basé sur une méthode de double différence.

Nous avons vu précédemment que les horloges des satellites et des récepteurs dérivait avec le temps. Ceci génère des erreurs dans le calcul de positionnement dans l'absolu. Une façon de s'affranchir des erreurs de temps liées aux horloges et de combiner des paires de satellites et/ou stations, d'où les méthodes basées sur l'analyse de la différence des phases.

**L'approche indifférenciée** : on ne considère qu'une seule station -ou récepteur- et aucune différence de phase n'est calculée entre les satellites. Cela ne signifie pas qu'un seul satellite est nécessaire car pour déterminer sa position il faut au moins 4 satellites pour résoudre les 4 inconnues qui sont la position (X, Y, Z) et le temps. La discussion sur les avantages et inconvénients de l'approche indifférenciée est similaire à celle de l'analyse en simple différence. D'un point de vue théorique, les approches différenciées et indifférenciées diffèrent dans la modélisation pour le biais d'horloge et la résolution des ambiguïtés (Capra et al. 2008), point sur lequel nous reviendrons en section 2.3.

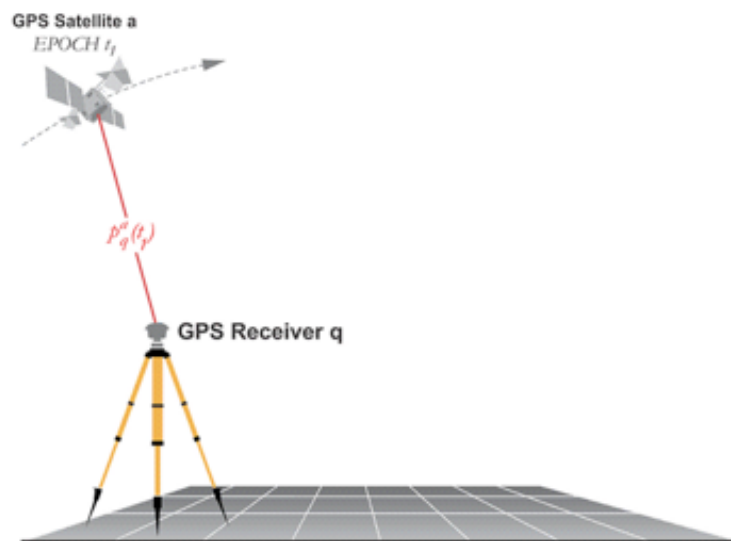


Figure 2-02 : schéma de l'approche indifférenciée avec un seul satellite et un seul récepteur (adapté de [www.e-education.psu.edu](http://www.e-education.psu.edu))

**La simple différence** : elle consiste à prendre une paire de satellites pour une seule station GNSS au sol. Dans certains cas, on peut avoir à considérer un seul satellite pour un couple de stations, mais nous l'occulterons car ce n'est pas la norme en Sciences de la Terre. La simple différence est un calcul de point sans ligne de base appelé PPP (Precise Point Positioning), il n'y a donc pas de station de référence pour l'utilisateur. Ceci implique que certaines erreurs liées aux horloges des satellites, qui sont éliminées avec la méthode par double différence, peuvent entacher la mesure. Les avantages de la méthode en simple différence en Sciences de la Terre sont multiples du fait qu'il n'y a pas de station de référence : en cas de déformation régionale (séisme, transitoires), le calcul de positionnement n'est pas perturbé par les effets qui affectent également la(les) station(s) de référence ; dans les pays ou les régions où les réseaux sont encore peu denses, il est possible de calculer un positionnement même si de bonnes stations d'appui ne sont pas disponibles ; enfin, à l'inverse, dans les régions où les réseaux sont très denses et les couples de stations très nombreux, le calcul en simple différence est plus léger à faire et nous ne sommes pas limités par le nombre de stations puisque chaque calcul de positionnement est indépendant d'une station à l'autre. Cela est également très pratique lorsque la base de données est alimentée au fil du temps et que de nouvelles données sont disponibles, elles peuvent être traitées sans avoir à reprendre

l'ensemble de la base. Les inconvénients de la méthode en simple différence sont que les horloges des satellites doivent être très précises. Les progrès dans ce domaine ont permis de considérablement améliorer la précision des méthodes de calcul en PPP qui atteignent maintenant des niveaux de précisions comparables aux méthodes en double-différence.

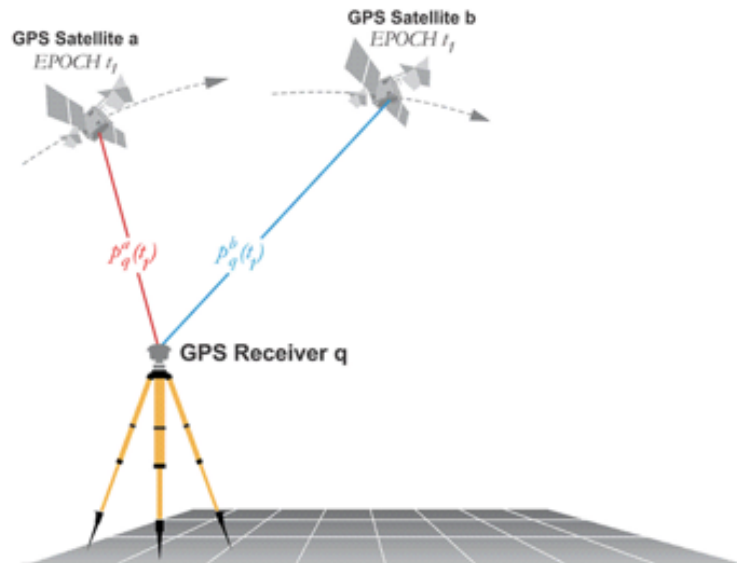


Figure 2-03 : schéma de simple différence entre satellites. Les erreurs d'horloge du récepteur GNSS sont éliminées (source : [www.e-education.psu.edu](http://www.e-education.psu.edu))

**La double différence** : elle consiste à prendre une paire de satellites pour une paire de stations et de calculer leur ligne de base, c'est-à-dire le vecteur qu'elles définissent. C'est donc une mesure relative du positionnement. Le fait de travailler par différences permet de s'affranchir de certaines erreurs, dont celles liées aux horloges des satellites et des récepteurs. Les avantages de la méthode en double différence sont l'élimination des erreurs liées aux horloges ; également, le calcul de lignes de base courtes permet de gérer les mêmes perturbations liées à l'atmosphère et donc d'annuler ces effets par la différence ; cette méthode est très adaptée pour les mesures des très faibles déformations de surface. Dans des zones où la déformation est très faible et repose sur des observations qui s'inscrivent dans le temps, comme dans les Alpes, avoir de bonnes stations de référence et travailler en relatif peut s'avérer être la méthode la plus judicieuse. Les inconvénients de la méthode en double différence sont d'abord le fait qu'il faille une ou plusieurs stations de référence stable dont la position et la vitesse sont très bien connues et contraintes. En outre, les stations de référence peuvent être affectées par des déformations que l'on cherche à mettre en lumière et donc le calcul des lignes de base peut être pollué par les effets liés à ces stations de référence ; le temps de calcul est conséquent car il faut calculer de multiples lignes de base en même temps. Dans le cas d'un grand nombre de stations, il faut limiter à 99 le nombre de stations à considérer, sans quoi le calcul, du fait d'inversion de matrice, devient trop lourd. Il faut alors procéder à des analyses en sous-réseaux et ensuite il faut combiner l'ensemble de ces sous-réseaux ; de même, lorsque de nouvelles données sont disponibles afin de compléter l'observation sur une région donnée, il faut refaire l'intégralité des calculs pour avoir toutes les lignes de base avec la ou les nouvelles stations à intégrer, ce qui est fastidieux.

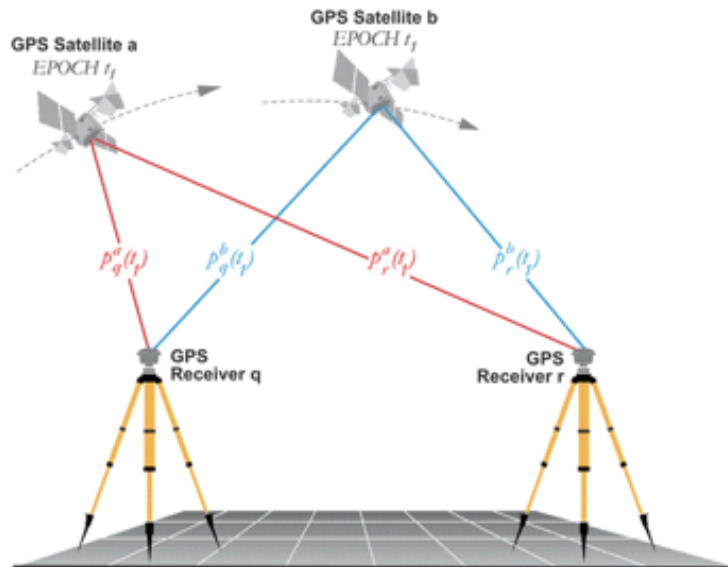


Figure 2-04 : schéma de double différence entre satellites. Les erreurs d'horloge des satellites et des récepteurs sont éliminées (source : [www.e-education.psu.edu](http://www.e-education.psu.edu))

### 2.3. La résolution des ambiguïtés

Chacune des méthodes est basée sur l'analyse de la phase des signaux. Le nombre de cycles  $2\pi$  n'est pas connu et c'est l'une des étapes du calcul. On appelle cela la résolution des ambiguïtés. Cette étape permet de déterminer la distance entre le satellite et la station qui se compose du nombre de cycles de la phase et de la partie fractionnelle supplémentaire que l'on a de façon très précise. La longueur d'onde du signal étant de 19 cm, on a ainsi la distance satellite-station et la fraction inférieure à 19 cm, c'est ce qui fait que l'on arrive à un positionnement si précis.

Le nombre de cycles peut être « flottant » ou « entier ». Dans le premier cas, nous considérons que le nombre de cycles  $n$  est un réel, dans le deuxième cas nous considérons qu'il est entier. En réalité, comme l'ambiguïté est un nombre de cycle, c'est un chiffre entier. Le but est de pouvoir le déterminer pour stabiliser le calcul. S'il ne peut pas être identifié, alors on conserve une valeur réelle pour ne pas introduire d'instabilité dans le calcul au cas où on se tromperait d'une unité (ou plus).

Il existe diverses méthodes pour la résolution des ambiguïtés, chacun des logiciels d'analyse ayant sa propre approche. Ce qu'il faut retenir dans les grandes lignes, c'est que cette estimation est importante et qu'elle est opérée en un minimum de 2 étapes. La 1<sup>ère</sup> étape consiste à calculer une solution où le nombre de cycles reste un chiffre réel (le meilleur), appelée solution libre, par la méthode des moindres carrés. La 2<sup>ème</sup> étape est une recherche discrète optimale à proximité de la solution libre, on parle de solution fixe.

Cette étape de résolution des ambiguïtés est un préalable à l'analyse des données GNSS quelle que soit la méthode utilisée ensuite. Dans le cas d'une approche différenciée, une simple ou double différence est appliquée et les biais sur les horloges sont éliminés et les ambiguïtés sont fixées à leur juste valeur. Dans le cas de l'approche indifférenciée, les biais sur les horloges et les ambiguïtés sont considérées comme des inconnues dans le système. Ils sont alors estimés par un modèle statistique basé sur un filtre SRIF, Square Root Information Filter (Blewitt, 1993), qui est un filtre de Kalman adapté.

#### 2.4. Les corrections apportées pour le calcul

Les modèles disponibles pour l'un ou l'autre des logiciels peuvent différer, mais les principaux modèles font consensus et sont universellement utilisés par la communauté. Le tableau ci-dessous listent les principaux modèles utilisés pour les résultats qui seront présentés par la suite.

<b>Catégorie de modèles</b>	<b>Modèle utilisé</b>	<b>Référence</b>
Fonction de projection troposphérique	Vienna Mapping Function (VMF1)	Boehm et al. (2006)
Observations météorologiques	Empirical global pressure and temperature model (GPT)	Boehm et al. (2007)
Surcharge océanique	FES2004	Lyard et al. (2006)
Surcharge de pression atmosphérique non-tidale	atmdisp_cm.yyyy (GAMIT)	Tregoning & van Dam (2005)
Référentiel	IGS14 (Gipsy) ITRF14 (GAMIT)	Altamimi et al. (2016)
Orbites finales	IGS	<a href="http://www.igs.org/products">http://www.igs.org/products</a>

*Tableau 2-01 : principaux modèles utilisés à ce jour pour l'analyse des données GNSS avec les logiciels GIPSY ou GAMIT.*

#### 2.5. Alors, GIPSY ou GAMIT ?

L'utilisation de ces logiciels demandent une grande technicité et une expertise poussée, si bien que lorsque l'on fait son apprentissage sur l'un d'entre eux, il est plus aisé par la suite de poursuivre avec cet outil. Dans la communauté française, les chercheurs pionniers en analyse de données GNSS ont développé un réseau d'utilisateurs avec GAMIT.

Depuis quelques années, l'augmentation de la précision et la convergence des résultats entre les différents outils font qu'il ne subsiste plus de grande différence entre eux. Ainsi, GIPSY tend à gagner du terrain car il est facile à utiliser et offre des possibilités qui ne sont pas disponibles avec GAMIT. En particulier, pour les études co- ou post-sismiques, le fait d'être en PPP et non en double différence -avec une ou plusieurs stations de référence- offre de meilleurs résultats.

GAMIT est le logiciel dont ISTERre-Grenoble a l'expertise, nous venons d'installer la version 10.7 sur les serveurs. BERNESE est le logiciel dont ISTERre-Chambéry a l'expertise, je ne l'ai jamais exploité et donc je n'en parlerai pas. Tout récemment, début 2019, j'ai installé et testé à ISTERre le logiciel GIPSYX avec sa dernière version 1.2, en collaboration avec un doctorant et l'expertise extérieure d'une collègue de Lyon.

GAMIT calcule des lignes de base entre les stations GNSS. Pour obtenir la position de chacune d'entre elles, une étape supplémentaire consiste à appliquer un filtre de Kalman pour faire une combinaison de toutes les lignes de base. Tout le réseau subit une transformation pour une mise en référence pour s'aligner avec le référentiel imposé, à partir des stations IGS choisies et fixées dont la position et la vitesse sont contraintes. C'est l'outil GLOBK (Global Kalman Filter) de la suite GAMIT-GLOBK.

Il y a fort à parier que GAMIT restera le logiciel qui sera utilisé pour les études fines des déformations très petites, comme dans les Alpes. Il est également l'outil utilisé pour le calcul des solutions européennes dans le cadre de l'infrastructure de recherche RESIF-EPOS puisque l'OSUG est le centre européen de calcul qui doit fournir les solutions en double différence.

Quant à GIPSYX, il est déjà employé par de nouveaux utilisateurs et gagnera du terrain auprès de ceux qui veulent pouvoir analyser des données GNSS simplement sans développer une expertise accrue. Les résultats fournissent directement les positions dans le référentiel IGS14, il n'y a pas de mise en réseau à faire. Ces 2 logiciels sont installés sur le serveur IST-OAR d'ISTerre et sur les serveurs de GRICAD.

### 3. Le choix du « référentiel », le repère de référence terrestre

Chaque système de coordonnées est exprimé dans un référentiel donné en fonction de ce qui est le plus adapté. Le référentiel est donc le cadre dans l'espace dans lequel les coordonnées sont définies. Il existe des systèmes locaux, pour la réalisation des cartes, les mesures de nivellement, etc., et des systèmes globaux ou spatiaux pour les études à plus grande échelle.

Les deux **systèmes de référence terrestre** mondiaux issus de la géodésie spatiale sont le World Geodetic System 1984 (WGS84) et l'International Terrestrial Reference System (ITRS). Le WGS84 a été développé par le ministère de la défense américain pour le système GPS développé à l'origine pour des applications militaires. Quant à l'ITRS, il est développé par le service international de la rotation terrestre et des systèmes de référence (IERS). L'IERS est l'organisme qui étudie l'orientation de la Terre et établit un système de coordonnées sur la Terre par rapport à l'espace.

Les systèmes de référence terrestre sont exprimés dans un repère cartésien. Celui-ci a pour origine un point proche du centre des masses de la Terre, ses deux premiers axes sont dans le plan de l'équateur et le troisième est proche de l'axe de rotation des pôles (voir par exemple <http://education.ign.fr/>). Il y a deux types de coordonnées dans ce système : 1) les coordonnées cartésiennes tridimensionnelles géocentriques, en XYZ et dont l'unité est le mètre, et 2) les coordonnées géographiques géodésiques, qui expriment la position en fonction de la latitude et de la longitude et qui intègre la définition d'un ellipsoïde de révolution pour l'altitude. Il existe plusieurs ellipsoïdes dont les dimensions peuvent diverger de plusieurs centaines de mètres, mais l'ellipsoïde le plus communément utilisé est celui du WGS84 (Duquenne, 2018).

Un système de référence terrestre permet de faire une réalisation numérique à partir de mesures pour produire un **repère de référence terrestre**. Pour des positionnements standards avec les données GPS, le repère utilisé est le WGS84 dont il existe plusieurs réalisations qui ne sont jamais précisées dans la pratique, du fait que ce type de positionnement n'est pas assez précis pour justifier cette rigueur.

Pour des analyses précises en post-traitement, nous utilisons des repères de l'ITRS qui produit le **système de référence terrestre international** (ITRF), mis à jour régulièrement. Les 4 principales sources de données pour créer ce référentiel sont le GPS, VLBI, SLR et DORIS. Les référentiels prennent également en compte le fait que la forme de la Terre change et que les continents se déplacent. Actuellement, nous travaillons avec la réalisation ITRF14 (Altamimi et al., 2016) dont les champs de vitesse pour les stations GNSS utilisées sont montrés en Figure 2-05 et 2-06.

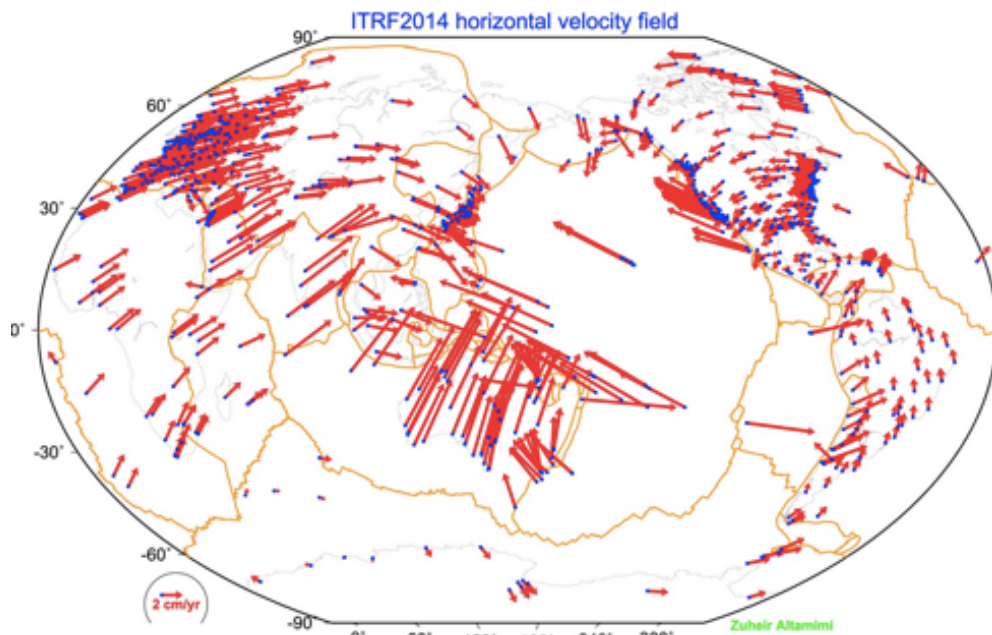


Figure 2-05 : vitesses horizontales pour les sites de l'ITRF14, avec des erreurs inférieures à 0.2mm/an (d'après Altamimi et al., 2016).

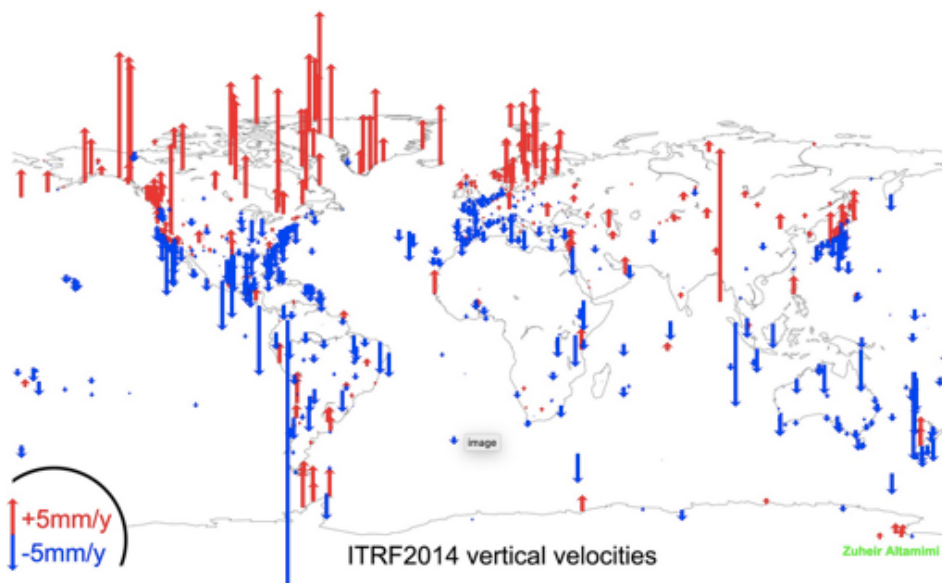


Figure 2-06 : vitesses verticales pour les sites de l'ITRF14, avec des erreurs inférieures à 0.2mm/an (d'après Altamimi et al., 2016).

Les éphémérides précises des satellites mises à disposition de la communauté par l'IGS (International GNSS Service) sont exprimées dans la réalisation ITRF la plus récente. L'IGS a un réseau GNSS plus dense et utilise bien plus de stations que celles utilisées pour l'ITRF. L'IGS14 est la réalisation IGS de l'ITRF14 : les coordonnées et vitesses des stations intégrées au réseau IGS sont alignées sur l'IGS14 qui est extrait de l'ITRF2014 restreint aux stations GNSS et corrigé des centres de phase (Duquenne, 2018).

Il existe d'autres systèmes de référence, notamment aux échelles continentale ou régionale avec la prise en compte de réseaux GNSS plus denses que ceux utilisés pour l'ITRF ou l'IGS. Par exemple en Europe, le groupe EUREF (European Reference Frame) de l'IAG (International Association of Geodesy) a proposé l'ETRS89, il coïncide avec l'ITRS à l'époque 1989,0 et il suit la plaque tectonique Eurasie dans son mouvement. Il existe plusieurs réalisations ETRF.

Suivant si l'on travaille à une échelle globale, continentale, régionale ou très locale, on privilégie l'expression de coordonnées dans un référentiel adapté. En effet, les calculs se font dans un cadre général selon l'ITRF14, mais il est possible de convertir dans un système qui soit plus pertinent pour une meilleure lecture et interprétation des données. Par exemple, pour les études dans les Alpes on se placera en ITRF14 avec une plaque Eurasie « fixe » par rapport aux autres plaques. Autre exemple, pour des études des zones de subduction au Mexique ou au Pérou, on se placera en ITRF14 avec respectivement une plaque Nord-Amérique ou une plaque Sud-Amérique « fixe ».

#### 4. Du positionnement statique au positionnement cinématique

Nous avons exposé dans les parties précédentes les différentes méthodes et les précautions à prendre pour l'analyse des données GNSS. Le point suivant réside dans le choix du type d'analyse que l'on veut faire en fonction de l'objet d'étude : vers un positionnement statique ou cinématique ?

##### 4.1. Le positionnement statique

Le positionnement statique consiste à considérer que le point dont on veut mesurer la position est « fixe » à l'échelle du jour ou de la semaine. L'acquisition des données se fait avec un pas d'échantillonnage de 30s et une solution journalière est calculée. Nous avons donc 2880 observations par jour, à partir desquelles une seule solution de positionnement est estimée. Il y a donc redondance des observations, la position est ainsi mieux contrainte, notamment par le fait que la révolution des satellites GPS (constellation presque exclusivement utilisée) est de 12h. Ainsi, en 24h nous sommes sûrs d'avoir eu 2 fois la trajectoire complète de chaque satellite et donc d'avoir un bon éclairage des données dans toutes les directions de l'espace.

A partir de ces solutions journalières, une série temporelle de positionnement est construite pour voir l'évolution de la position sur les 3 composantes de l'espace : Nord-Sud, Est-Ouest et Vertical (Up-Down). Ces séries temporelles servent à déterminer par la suite les vitesses de déformation dans un référentiel choisi pour des études tectoniques. On peut voir également sur ces séries temporelles les sauts cosismiques et les déformations transitoires.

Il est également possible de faire des sessions de calcul inférieures à 24h, en fonction de l'objet à étudier et des données disponibles, mais il est rare de descendre en dessous des sessions d'une heure avec un échantillonnage à 30s.

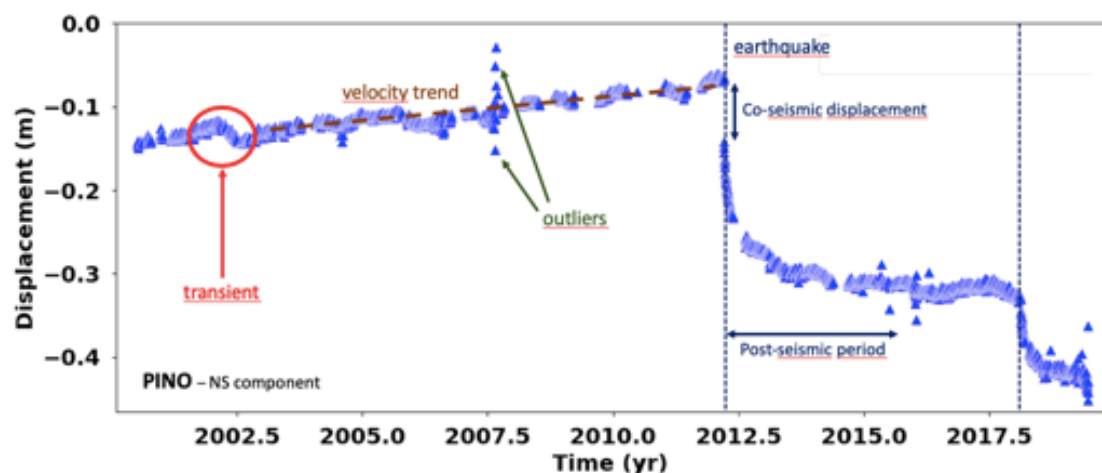


Figure 2-07 : série temporelle « brute » de positionnement statique pour la station GNSS PINO (Mexique), composante N-S, dans le référentiel IGS14



#### 4.2. Le positionnement cinématique

Le positionnement cinématique consiste à considérer que le point dont on veut mesurer la position est « mobile » à l'échelle de la seconde, de l'heure ou du jour. Cette analyse cinématique peut se faire avec des données échantillonnées à 30s comme pour les analyses en statique. Dans ce cas, on aura une position estimée toutes les 30s. Par ailleurs, de nombreux récepteurs sont maintenant programmés pour enregistrer en parallèle des données à plus haute fréquence, entre 1 et 20Hz typiquement. Ces données servent exclusivement pour des analyses cinématiques, notamment dans le cas des séismes pour étudier la phase cosismique et les courtes périodes (quelques jours) pré- et postsismiques.

De façon plus générale, ce type d'analyse sert pour l'étude de toutes les déformations transitoires liées aux séismes, aux glissements lents à haute-fréquence, aux déformations des volcans ou des glissements de terrain, au déplacement des glaciers, ...

Des exemples de séries temporelles obtenues par analyse cinématique sont montrés en figure 2-09 (analyse GAMIT) et figure 2-11 (analyse GIPSYX).

#### 4.3. Du positionnement GNSS cinématique haute-fréquence à la sismologie

Dès la fin des années 90, les premières stations GNSS (GPS) ont été installées pour les études en Sciences de la Terre. Les enjeux étaient de taille avec la possibilité d'étudier les déformations liées à la tectonique des plaques. Depuis, les applications n'ont cessé de se développer dans les différents domaines en Sciences de la Terre : étude des failles actives et des zones de subduction, étude et surveillance des volcans et des instabilités de versant, etc...

L'avènement de l'analyse en cinématique des données GNSS (GPS), initialement à 30s, puis à 1s au début des années 2000 et maintenant jusqu'à plus de 20Hz, a ouvert de nouvelles perspectives. En effet, il est possible de mesurer la déformation liée à la propagation des ondes sismiques de basse fréquence, comme les ondes de surface. Ainsi, nous obtenons maintenant une quasi continuité dans l'observation des déformations de la surface continentale allant de 20-50Hz avec les capteurs sismologiques vélocimétriques ou accélérométriques, jusqu'à des périodes pluriannuelles avec les séries temporelles de positionnement obtenues par les stations GNSS. Ces déformations peuvent être dynamiques, liées à la propagation des ondes, ou statiques et « permanentes ». Les stations GNSS sont en mesure de procurer ces 2 types de déformation, alors que la composante de déformation permanente n'est pas accessible avec un vélocimètre (la vitesse est la dérivée instantanée de la position et de ce fait la constante disparaît).

Un premier test a été réalisé avec l'outil TRACK (GAMIT) sur des données GPS d'une station à proximité du séisme de San Simeon de 2003. Nous disposons des données 1Hz des stations GPS californiennes, données novatrices pour l'époque. La série temporelle issue de l'analyse cinématique a été comparée avec les données sismologiques issus d'un accélérogramme co-localisé avec le GPS.

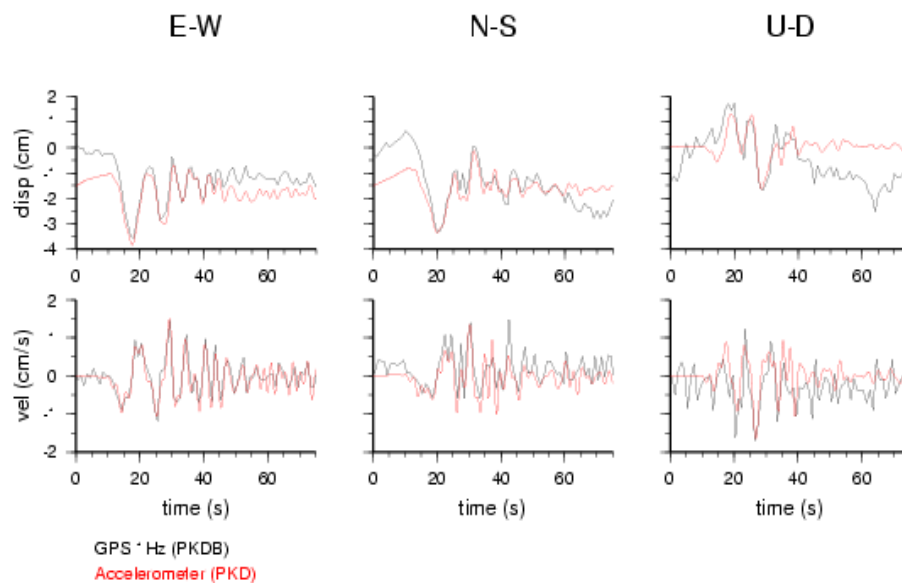


Figure 2-07 : comparaison de l'analyse GPS haute-fréquence 1Hz (avec TRACK de GAMIT) en noir avec un accélérographe intégré en rouge, pour le séisme de San Simeon (22 décembre 2003, Mw=6.5). Pour les 3 composantes E-W, N-S et vertical nous avons en haut le déplacement du sol (en cm) et en bas la vitesse (en cm/s).

Ces premiers résultats très encourageants m'ont poussé par la suite à déposer un projet au Pôle Alpin des Risques Naturels pour financer la réalisation d'un banc de test. La construction de ce banc s'est faite grâce au concours de mes collègues mécaniciens et instrumentalistes à ISTERRE. Il s'agit d'un plateau monté sur 2 rails à roulement à bille et entraîné par une bielle actionnée par une manivelle ou un moteur (perceuse par exemple). Un capteur de position est fixé sur le socle et mesure le déplacement du plateau.

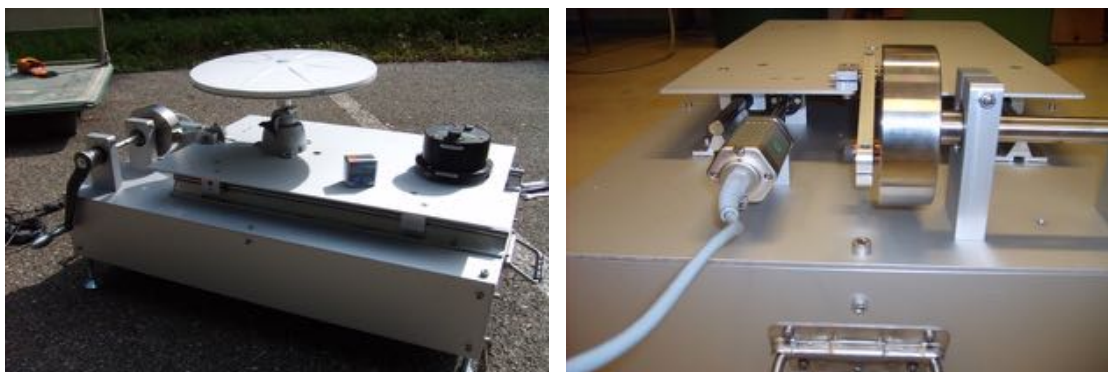


Figure 2-08 : banc de test pour la calibration des méthodes d'analyse des données GNSS haute-fréquence et la comparaison avec des données accélérogrammes. Photo de gauche : dispositif avec une antenne GNSS Zephyr (Trimble) et un capteur accélérométrique (Episensor) ; photo de droite : gros plan sur le capteur de déplacement et la bielle pour entraîner le plateau

Un protocole de mesures a été établi, permettant d'acquérir un jeu de données faisant varier les paramètres comme l'orientation du déplacement par rapport aux capteurs (antenne GNSS et accéléromètre) qui doivent être orientés par rapport au Nord géographique, comme également l'amplitude du déplacement pour avoir une fourchette de déplacements entre 1

et 9.5 cm. Concernant l'acquisition des données GNSS, elle a été faite avec un échantillonnage de 5Hz.

En 2009, une étudiante de M2 a pu travailler sur ces données avant d'appliquer les méthodes d'analyse cinématique sur des jeux de données réelles acquises par nos stations GNSS du RENAG dans les Alpes (son rapport est disponible sur le site web d'ISterre [https://www.isterre.fr/IMG/pdf/rapport\\_m2r\\_royer.pdf](https://www.isterre.fr/IMG/pdf/rapport_m2r_royer.pdf)). Je présente ci-dessous quelques résultats obtenus avec ce banc. La ligne de base exploitée est BANC-SOPH, le banc ayant été installé sur le toit d'ISterre et la station de référence choisie dans cet exemple est SOPH, localisée à Sophia Antipolis. Sur les graphes sont représentés les résultats pour le GPS, le capteur accélérométrique et le capteur de déplacement installé sur le dispositif expérimental. Les données GPS ont été dérivées et les données accélérométriques ont été intégrées pour permettre leur comparaison.

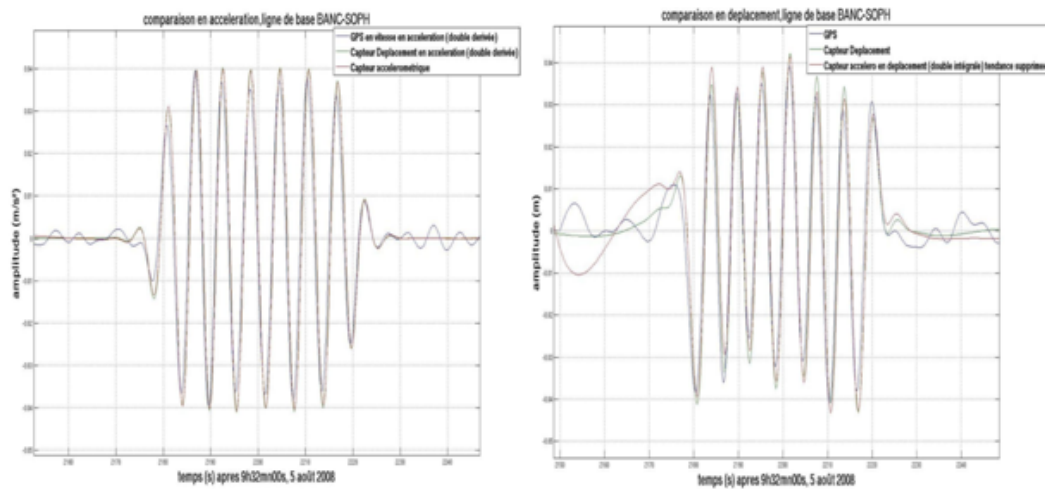


Figure 2-09 : analyse cinématique GNSS pour la ligne de base BANC-SOPH, analyse couplée à un capteur accélérométrique ; à gauche, accélération en  $m/s^2$  et à droite, déplacement en  $m$  pour un enregistrement réalisé sur 100s. Nous représentons sur le même graphe la mesure faite par GPS (vert), la mesure faite par le capteur accélérométrique (rouge) et la mesure faite par le capteur de déplacement du dispositif expérimental (bleu).

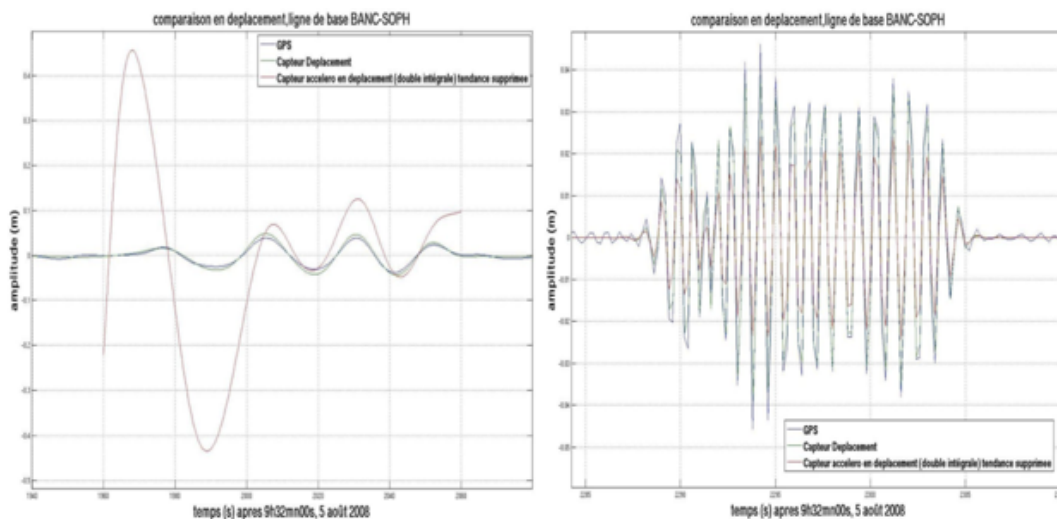


Figure 2-10 : déplacement issu de l'analyse cinématique GNSS pour la ligne de base BANC-SOPH, analyse couplée à un capteur accélérométrique ; à gauche, données filtrées en basse-fréquence et à droite, données filtrées en haute-fréquence. Nous représentons sur le même graphe la mesure faite par GPS (vert), la mesure faite par le capteur accélérométrique (rouge) et la mesure faite par le capteur de déplacement du dispositif expérimental (bleu).

Ce que l'on observe, c'est que le GPS offre un bruit de fond lorsque le mouvement (déplacement ou accélération) est nul. En accélération et en déplacement, les 3 courbes se superposent parfaitement. Lorsqu'un déplacement lent et basse fréquence est généré, les données du capteur accélérométrique montrent des mouvements importants non corrélés aux autres capteurs. Cela est dû au bruit électronique de l'accéléromètre. Pour obtenir un signal plus stable, il faudrait soit un capteur vélocimétrique large-bande, soit avoir un mouvement de plus grande amplitude. Les données issues du GPS et du capteur de déplacement sont assez bien corrélées et leur différence est inférieure au cm pour une amplitude totale de 9,5cm, soit environ 10% de différence.

En revanche, lorsque l'on actionne le plateau avec une grande vitesse et que l'on génère des déplacements de relativement haute fréquence, les 3 signaux sont très bien corrélés et la faible différence en amplitude du capteur accélérométrique provient très probablement du filtre appliqué avant intégration. La différence entre les données GPS et le capteur de déplacement est de l'ordre de 2,5mm, soit 4 fois inférieure lorsqu'on travaille sur les signaux générés à basse fréquence.

Nous avons vu grâce aux quelques exemples réalisés avec le banc de test construit que la différence entre les types de données GPS, accélérométriques et capteur de déplacement (utilisé pour valider les observations avec les instruments géophysiques) sont de l'ordre de 10% à basse fréquence et de moins de 3% à relativement haute fréquence. La ligne de base entre la station GPS utilisé pour le banc et la station de référence dans cet exemple est d'environ 200km, donc avec des perturbations du signal (météorologie, ionosphère) différentes. Les résultats obtenus à l'époque étaient déjà de bonne qualité et nous n'avons pas réussi à faire « décrocher » l'antenne GPS, l'amplitude et la vitesse n'étant finalement pas si élevées. Il serait intéressant de refaire ce type d'étude avec de nouveaux récepteurs et de faire l'analyse des données GNSS avec GIPSY également pour comparer les 2 méthodes en cinématique. A savoir que le choix de la station de référence a son importance pour les méthodes en double différence (GAMIT), surtout lors de l'étude d'un séisme où toutes les stations d'une région sont affectées à un moment ou un autre par la propagation des ondes.

L'apport des données GNSS peut s'avérer important dans le cas où un séisme de très forte amplitude ferait saturer les capteurs sismologiques. Même si le signal GNSS peut « décrocher » en cas de mouvement très fort, et ainsi perdre une partie de la continuité dans l'enregistrement des données, il n'y a pas de limites à la valeur de déplacement à mesurer, contrairement aux sismomètres qui enregistrent sur une plage dynamique définie. Outre cet effet, en cas de rotation du mouvement du sol, les données des capteurs sismologiques sont affectées car les repères du capteur sont modifiés. Ce n'est pas le cas avec les antennes GNSS car même si elles doivent être orientées par rapport au Nord géographique, tout comme les capteurs sismologiques, une rotation de l'antenne a relativement peu d'effets sur la position avec le matériel contemporain.

## 5. Les corrections a posteriori

Une fois les calculs effectués, nous obtenons des séries temporelles de positionnement, que ce soit par une analyse statique ou cinématique. Dans ces séries, nous avons la signature géophysique qui nous intéresse (tectonique, météorologique, ...), mais également d'autres signaux qui peuvent être soit des points aberrants, soit des points ou des tendances considérés comme du bruit. Nous passons en revue les différentes corrections qu'il est possible d'appliquer pour ne conserver que le signal qui nous intéresse. Ces méthodes de correction sont largement répandues, nous ne développerons pas plus que nécessaire.

### 5.1. Les « outliers »

Les outliers sont des valeurs aberrantes dans la série, il arrive régulièrement que des points de valeur incohérente avec le reste émergent. La cause n'est pas toujours comprise car d'un jour à l'autre la procédure de calcul reste la même, il peut s'agir de fichiers d'observation incomplets, de perturbations liées à une chute de neige qui vient recouvrir l'antenne ou un masque temporaire, ou bien encore à un effet de multi-trajets exceptionnel lié à la présence temporaire d'un objet réflecteur. Très souvent, ces points ont une incertitude très élevée.

Il est très facile de les enlever, soit en ne conservant que les points dont l'incertitude est acceptable, soit en comparant la valeur du point avec les points qui précèdent ou qui suivent dans la série, en dehors des séismes bien identifiés.

### 5.2. Sauts liés à l'intervention humaine

Il arrive régulièrement que le matériel doive être changé, en particulier les récepteurs qui vieillissent beaucoup plus vite que les antennes. En règle générale, personne n'aime changer une antenne qui fonctionne encore car il faut plusieurs années pour arriver à une série temporelle stabilisée et tout changement crée un saut dans cette série. Il se peut pourtant que l'opération soit à faire, voire que l'antenne doive être déplacée lorsque l'emplacement initial subit de grosses modifications (souvent anthropiques).

En revanche, il est fréquent de devoir changer le récepteur pour diverses raisons. Il peut tomber en panne mais il peut aussi devenir obsolète : en 15 ans, de mon arrivée sur ce poste en géodésie en 2004 à aujourd'hui, nous sommes passés de récepteurs avec 32Mo de mémoire et équipés de ports RS232 (et donc avec une communication analogique par modem 56k) à des récepteurs ayant plus de 32Go de mémoire et des protocoles de communication TCP/IP. Dans ces conditions, le gain à changer d'équipement est très bénéfique pour l'opérateur de maintenance et pour le scientifique qui peut avoir accès à des données acquises à plus haute fréquence, sans parler des observables plus complètes que les seules constellations disponibles à la construction du récepteur.

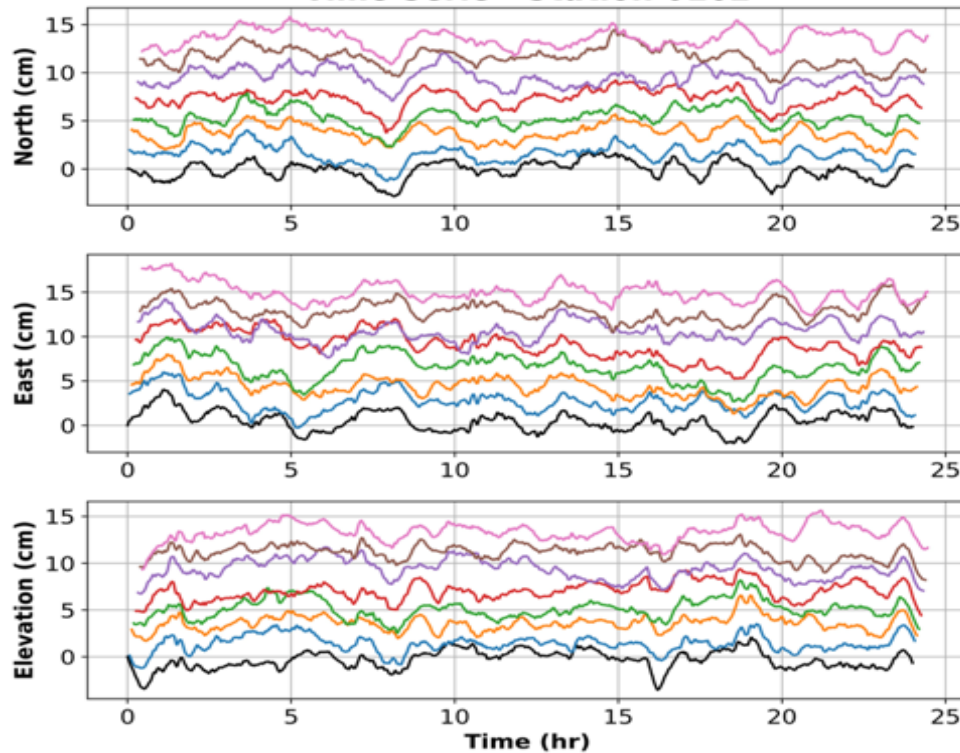
Pour corriger les sauts d'antenne ou de récepteur, le travail est basé sur les « logsheets » des sites qui sont des fichiers standardisés et qui répertorient toutes les informations depuis l'installation du site concerné. Dans ces logsheets, tous les changements de matériel sont datés et renseignés. Il est donc facile de faire une recherche dans une série temporelle à la date correspondante et de voir s'il y a une discontinuité, en calculant une pente ou une moyenne avant et après la date de changement de matériel. Si un saut est identifié suite à un changement de matériel, il est corrigé en raccordant les portions. Par contre, s'il y a des incertitudes sur l'évaluation d'un saut, il est préférable de ne rien corriger et de traiter la série temporelle en deux périodes, en imposant la même vitesse avant et après le saut dans la série temporelle, sans quoi on risque de mal estimer la vitesse.

### 5.3. Le multi-trajet et le filtre sidéral

Comme nous l'avons évoqué dans le chapitre 1, le signal GNSS peut se réfléchir sur des surfaces et peut ainsi polluer les enregistrements avec des signaux indirects. La meilleure chose à faire pour limiter les effets de multi-trajet est la prévention, en évitant d'installer une antenne à proximité de bâtiments, d'arbres ou tout autre objet susceptible de réfléchir le signal. De même, une surface de sol trop lisse est propice à cet effet, on préférera une surface rugueuse, quitte à ajouter des pierres pour la rendre irrégulière.

Pourtant, malgré les précautions qui peuvent être prises, il peut subsister des signaux réfléchis qui ajoutent du bruit, dans ce cas on applique ce qu'on appelle un **filtre sidéral**. Concernant les données de la constellation GPS, la révolution des satellites autour de la Terre est de 11h 58min 2s. En une journée, les satellites font donc 2 fois le tour de la Terre sur la même orbite. Comme les mêmes causes produisent les mêmes effets, les signaux réfléchis se

retrouvent à chacune des révolutions dans la mesure où tout est fixe et immobile. Il est donc possible de construire un filtre en sommant les séries temporelles décalées de 1min 58s de façon à mettre en phase la position des satellites. Ainsi, dans une période de temps où aucun signal géophysique n'est émergent (séisme, déformation transitoire, glissement de terrain, pluie diluvienne, ...), nous obtenons une série présentant un bruit de fond persistant puisqu'avec la sommation sur plusieurs jours, les effets aléatoires s'atténuent et les effets persistants ressortent. Par la suite, ce filtre peut être appliqué à l'ensemble de la série temporelle pour atténuer l'effet de signaux non géophysiques liés aux trajets multiples.



*Figure 2-11 : séries temporelles de positionnement obtenues par une analyse cinématique sur 23h56min4sec. Chaque couleur représente un jour de données dans la période de temps qui précède le séisme de Tohoku-Oki de 2011 (comm. personnelle d'Axel Periollat). Un filtre sidéral est construit en sommant plusieurs de ces séries : les effets liés aux trajets multiples s'amplifient et le bruit est réduit (courbe noire).*

Sur la figure 2-11, nous montrons un exemple pour les jours qui précèdent le séisme de Tohoku-Oki en 2011 (comm. personnelle d'Axel Periollat), où les séries temporelles de position en cinématique sont représentées sur 23h56min4'sec (temps de deux révolutions des satellites) pour 8 jours différents et successifs. Nous voyons la grande cohérence de ces séries et nous pouvons constater que tous les jours à la même heure se produisent les mêmes signatures. C'est l'expression des trajets multiples. La courbe noire est la somme de l'ensemble de autres courbes, c'est donc la série temporelle de référence pour les multi-trajets. En faisant la soustraction de cette courbe aux séries journalières dans la période de temps qui nous intéresse -postérieure en temps et sans chevauchement temporel- nous pouvons réduire les RMS résiduels. Par exemple, dans le cas présenté ci-dessus, sans correction le RMS sur la composante Est-Ouest est de 0.91, alors qu'il est de 0.84 en retirant la moyenne faite sur 4 jours et de 0.82 avec une moyenne sur 10 jours.

#### 5.4. Les modes communs

Dans l'analyse des données GNSS, des modèles sont appliqués pour enlever les effets connus de certains phénomènes non-tectoniques, comme les surcharges ou les marées de la Terre solide, pour ne laisser que le signal tectonique et les paramètres troposphériques à estimer. Malgré toutes les précautions prises pour intégrer les modèles les plus justes et réalistes, certaines corrections ne sont pas suffisamment précises et on retrouve des signatures quasi identiques pour les séries temporelles à l'échelle régionale. Dans ce cas, les séries temporelles de positionnement sont biaisées par des signaux indésirables qui ne relèvent pas d'une signature tectonique.

Une façon de procéder est d'identifier ce qui est généralisé sur toutes les stations et qui n'est pas d'origine tectonique, on appelle cela les **modes communs**. Une méthode, décrite par Marquez-Azua et DeMets (2003), consiste à prendre des stations suffisamment éloignées pour ne pas être affectées par le phénomène tectonique que l'on étudie, mais pas trop loin non plus pour garder une cohérence dans le signal, dans un rayon de plusieurs centaines de kilomètres. Une pondération est appliquée, en fonction de la distance de la station par rapport au centre du réseau étudié, également en fonction de la durée de la série temporelle de positionnement disponible. Les séries de ces stations « stables » sont sommées, ainsi le bruit aléatoire est atténué et le signal persistant ressort. Cette série ainsi créée, qui ne comporte a priori aucun signal tectonique et qui met en lumière les modes communs à l'ensemble du réseau, est soustraite à l'ensemble des séries de la zone d'étude. Les signaux non tectoniques et communs à toutes les stations sont ainsi minimisés.

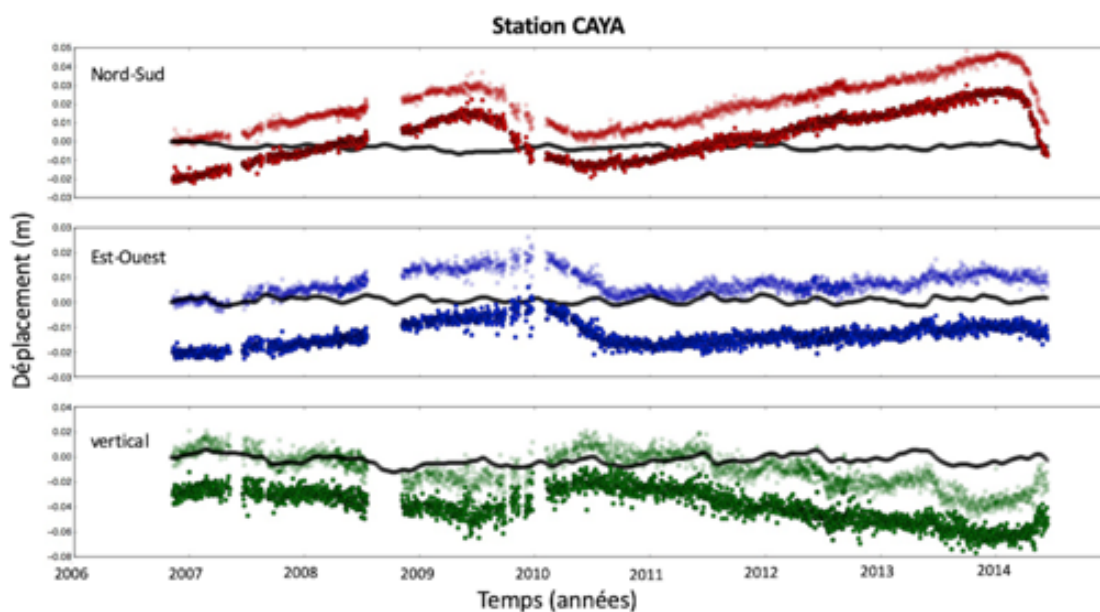


Figure 2-12 : exemple de modes commun pour les données GPS de la station CAYA (Cayaco, Etat de Guerrero, Mexique). Les séries temporelles de positionnement sont exprimées en mètre et les composantes N-S, E-W et verticales sont représentées respectivement en rouge (haut), en bleu (milieu) et en vert (bas). Les courbes noires représentent, pour les 3 composantes, la série construite grâce aux stations hors de la zone d'étude et font ressortir les modes communs à toutes les stations. Les points en légère transparence représentent la série d'origine et les points foncés représentent la série corrigée des modes communs.

Sur la figure 2-12, les modes communs sont représentés par la courbe en noir et cette série a été construite avec seulement 2 stations COL2 et INEG localisées à 461 et 592 km de la station

CAYA (Cayaco, Etat de Guerrero, Mexique). Elles sont bien en dehors de la zone d'étude tectoniquement active. La série temporelle de positionnement pour la station CAYA est représentée en rouge (Nord-Sud), en bleu (Est-Ouest) et en vert (vertical). Les points en légère transparence représentent la série d'origine et les points foncés représentent la série corrigée des modes communs.

Les composantes Est-Ouest et verticale sont plus bruitées que la composante Nord-Sud, nous voyons de nombreuses oscillations sur la courbe d'origine. La courbe des modes communs en noir présente également des oscillations qui sont en phase avec celles des séries GPS. Leur soustraction aux séries de positionnement permet d'enlever ces fluctuations qui sont communes à toutes les stations et ainsi d'éliminer des variations qui n'ont pas d'origine tectonique dans notre zone d'étude.

#### 5.5. Les surcharges hydrologiques

Les surcharges océaniques et atmosphériques sont largement intégrées dans le calcul de positionnement avec les logiciels d'analyse de données GNSS. En revanche, il y a également une surcharge liée aux variations hydrologiques sur le continent, elle n'est pas prise en compte dans les analyses. Cette surcharge hydrologique est difficile à modéliser mais elle peut être mesurée par des observations satellitaires directes. La correction due à cette surcharge ne peut donc être appliquée qu'a posteriori.

Ces observations sont réalisées par la **mission spatiale GRACE** : Gravity Recovery and Climate Experiment. Il s'agit de deux satellites travaillant en tandem à 220 km de distance l'un de l'autre et à 500 km d'altitude, dont les positions relatives et les variations de leurs orbites sont utilisées pour mesurer les évolutions du champ gravitationnel de la région survolée.

Il a été montré que les surcharges hydrologiques pouvaient affecter de façon significative les séries temporelles de position obtenues par les observations GNSS, en particulier la composante verticale (e.g. van Dam et al, 2001 ; Tregoning et al., 2009). Cette composante est par nature beaucoup plus bruitée que les deux composantes horizontales. La première raison est qu'elle est moins contrainte : en effet, s'il est possible d'avoir des angles de visée des satellites dans toutes les directions azimutales entre 0 et 360°, seules des visées entre 0 et 90° d'élévation par rapport à la surface sont possibles, et pour cause, la Terre masque tout ce qui est sous nos pieds ! Nous avons donc deux fois moins d'observations dans cette direction que dans les directions horizontales. La deuxième raison tient dans le fait que toutes les surcharges (océaniques, atmosphériques, hydrologiques) sont des causes importantes dans les déformations de surface observées et si leur effet est peu important sur les composantes horizontales, il peut être de grande amplitude sur la composante verticale, jusqu'à plusieurs centimètres de déplacement.



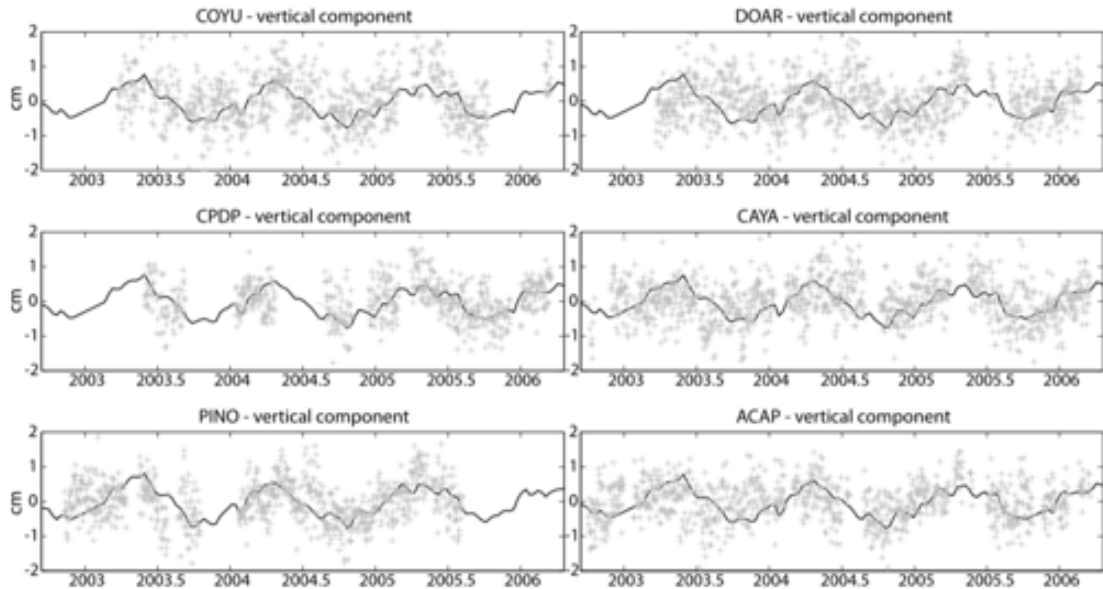


Figure 2-13 : composante verticale de position pour 6 stations GNSS au Mexique. Les croix grises représentent les positions calculées avec GAMIT, la courbe noire représente la déformation de surface produite par GRACE (Vergnolle et al., 2010).

Dans le cas de nos études dans la région de Guerrero (Mexique), nous observons de larges oscillations sur la composante verticale de nos séries temporelles de position, comme le montre la Figure 2-13 pour 6 des stations du réseau. Il est possible d'obtenir l'évolution temporelle de la déformation élastique pour un site donné (la résolution spatiale est une grille de  $1^\circ * 1^\circ$ ) due à la surcharge hydrologique (voir <http://grace.anu.edu.au>). Dans notre cas, cette surcharge est provoquée essentiellement par le bassin amazonien dont les surcharges hydrologiques font fléchir la lithosphère et montrent bien les variations annuelles dues aux précipitations, de l'ordre du centimètre en amplitude. C'est donc une correction importante à appliquer suivant la zone d'étude et le poids donné à la composante verticale.

#### 5.6. Décomposer une série temporelle de position en sources géophysiques

Une fois que l'on a enlevé de nos séries temporelles de position toutes les artefacts non-tectoniques indésirables (les outliers, les sauts dus au changement de matériel, les signaux issus de multiples trajets, les modes communs ou encore un effet de surcharge), il nous reste une série temporelle de position prête à être exploitée. Les séries ainsi nettoyées ne contiennent -a priori- plus que des signaux de déformation de surface liée à la tectonique.

Nous pouvons retrouver : (1) la signature linéaire de la convergence des plaques et le couplage associé, (2) l'effet de la tectonique locale et le jeu des failles crustales, (3) des séismes avec des sauts co-sismiques et des périodes de relaxation post-sismiques, ainsi que (4) des déformations transitoires liées à des glissements aismiques sur le plan de subduction ou à des activités sismiques diffuses (tremors non volcaniques, LFE) et (5) un résidu d'effets saisonniers mal modélisés. Toutes les déformations géophysiques sont bien souvent liées les unes aux autres, elles peuvent se produire de façon synchrone ou être déclenchées par un des phénomènes.

Tout l'enjeu va être de pouvoir identifier et séparer dans les séries temporelles de position les différentes signatures de déformation de surface qui se superposent et qui ont des origines physiques différentes, comme cela a été documenté de nombreuses fois dans les

publications (e.g. Heki et al., 1997 ; Johanson et al, 2006; Perfettini et al., 2010 ; Ito et al. 2013).

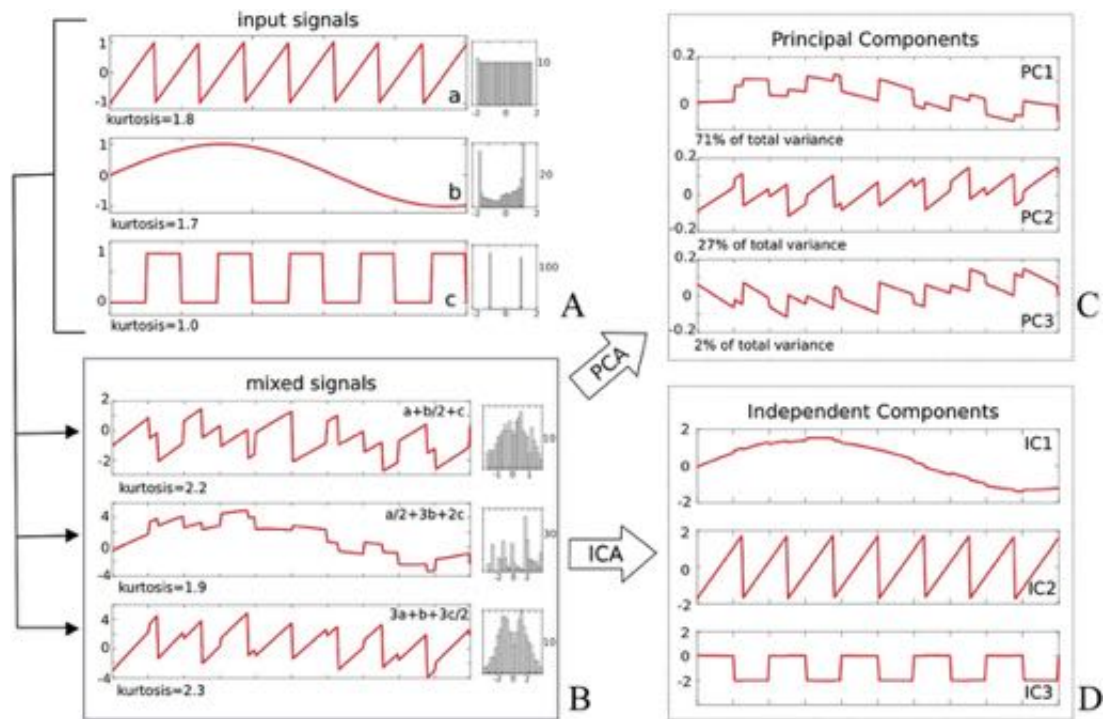


Figure 2-14 : illustration de l'application des méthodes PCA et ICA sur des signaux synthétiques (B) produits à partir de différents signaux distincts (A). En C nous avons le résultat de la décomposition effectuée avec la méthode PCA, en D nous avons celui de la décomposition effectuée avec la méthode ICA (Ebmeier, 2016).

Pour séparer ces sources de signaux géophysiques, des méthodes basées sur les données sont développées pour caractériser les différentes sources de déformation dans l'espace et le temps. La méthode la plus largement utilisée est l'analyse en composantes principales, ou PCA (Principal Component Analysis). Cette méthode permet de décomposer le signal, mais pas de retrouver la réelle signature géophysique. Elle a donc évolué en se basant sur des méthodes de séparation aveugle des sources pour pouvoir déterminer des sources indépendantes les unes des autres, ce qui a conduit à l'analyse en composantes indépendantes, ou ICA (Independent Component Analysis), comme le montre la figure 2-14. La méthode ICA a récemment été améliorée par Gualandi et al. (2016) pour devenir la vbICA (variational Bayesian ICA) qui arrive à gérer les trous dans les données.

[TRAVAUX ASSOCIES]

- Thèse d'Axel Periollat (en cours)
- Thèse de Jorge Jara (ISTerre, 2018)
- Co-encadrement Alexandra Royer (M2, 2009)
- Publications :
  - Jara J., H. Sánchez-Reyes, A. Socquet, F. Cotton, J. Virieux, A. Maksymowicz, J. Díaz-Mojica, A. Walpersdorf, J. Ruiz, N. Cotte, E. Norabuena (2019). « Corrigendum to "Kinematic study of Iquique 2014 Mw 8.1 earthquake : Understanding the segmentation of the seismogenic zone" [Earth Planet. Sci. Lett. 503 (2018) 131–143] (S0012821X18305648) ». <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.09.025>
  - Jara J., H. Sánchez-Reyes, A. Socquet, F. Cotton, J. Virieux, A. Maksymowicz, J. Díaz-Mojica, A. Walpersdorf, J. Ruiz, N. Cotte, E. Norabuena (2018). « Kinematic study of Iquique 2014 Mw 8.1 earthquake : Understanding the segmentation of the seismogenic zone », *Earth and Planetary Science Letters* 503 (2018) 131–143, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.09.025>
  - Socquet A., J. Jara, J. Piña Valdes, F. Cotton, A. Walpersdorf, N. Cotte, S. Specht, F. Ortega and D. Carrizo (2017). « An 8-month slow slip event triggers progressive nucleation of the 2014 Chile megathrust », *Geophys. Res. Lett.*, 44, 4046–4053, <https://doi.org/10.1002/2017GL073023>
  - Vergnolle M., A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, P. Tregoning, J. A. Santiago, N. Cotte, and S. I. Franco (2010). « Slow slip events in Mexico revised from the processing of 11 year GPS observations », *J. Geophys. Res.*, 115, B08403, doi:10.1029/2009JB006852.



## Chapitre 3 - Cas d'étude : le cycle sismique au Mexique

Dans ce chapitre, je vais exposer quelques-uns des résultats obtenus sur la compréhension du cycle sismique et des phénomènes associés dans la zone de subduction au Mexique, dans l'état de Guerrero. L'étude du cycle sismique au Mexique a été un des grands projets fédérateurs de notre communauté à ISTERre depuis 2005. Il a rassemblé plusieurs équipes de recherche : Cycle Sismique et Déformations Transitoires, Ondes et Structure, Mécanique des Failles, également Géophysique des Risques et de l'Environnement, Tectonique-Relief et Bassin et Géophysique des Volcans. Il a fédéré les sismologues, les géodésiens et les tectoniciens et il a fait l'objet de 6 thèses soutenues et 2 en cours. Je renvoie donc le lecteur à ces travaux de thèse et aux nombreuses publications pour une documentation très précise et complète du contexte tectonique, de l'observation géophysique et géologique. Je me contenterai ici de poser le cadre, de faire ressortir les principaux résultats et de mettre l'accent sur ma contribution à ces travaux. Ce chantier d'étude est réalisé en partenariat étroit avec les collègues de la UNAM de Mexico.



### 1. Les observations en zone de subduction, le cas de Guerrero, Mexique

#### 1.1. Le contexte géodynamique du Mexique

Le Mexique se situe le long de la ceinture de feu qui borde l'océan Pacifique entouré de volcans, comme le montre la figure 3-01. Le Mexique est situé sur la plaque Nord-Américaine mais il est délimité au Sud-Ouest par la plaque Cocos qui plonge sous le continent. Ce contexte de subduction génère une très forte activité sismique et une très forte activité volcanique.

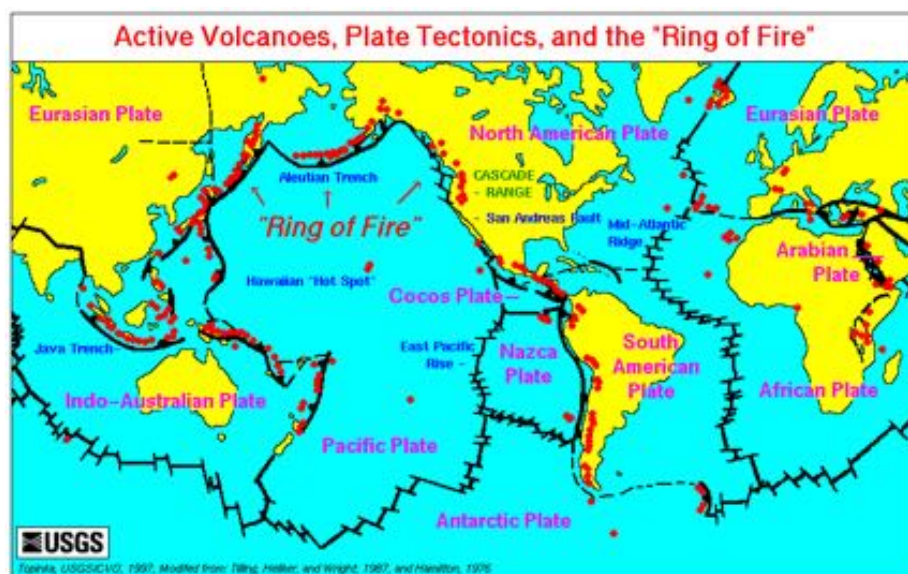


Figure 3-01 : carte tectonique globale qui montre les plaques et leurs contours (source : USGS). Les dorsales océaniques et les failles transformantes apparaissent en traits pleins. Les zones de subduction sont schématisées par des traits pleins jalonnés de triangles qui montrent la direction de plongement de la plaque. Les points rouges sont les principaux volcans.

La figure 3-02, extraite de la thèse d'Andreani (2008), nous montre la carte géodynamique de l'Amérique centrale. Le rectangle représente l'étendue géographique qui englobe notre zone d'étude, avec l'Etat de Guerrero près de la côte au centre, encadré par l'Etat du Michoacan (Ouest) et l'Etat d'Oaxaca (Est). Au large de ces 3 états côtiers, nous avons la fosse de subduction (MAT : Mid-America Trench), localisée très proche de la côte mexicaine. Elle délimite à la surface la plaque Cocos qui subducte sous la plaque Nord-Américaine. Les vitesses de convergence de plaque dans cette portion varient de 5.4 cm/an à l'Ouest à 7.6 cm/an à l'Est (flèches blanches). Enfin, directement liés à la zone de subduction, nous avons des hauts plateaux volcaniques qui caractérisent la Trans-Mexican Volcanic Belt.

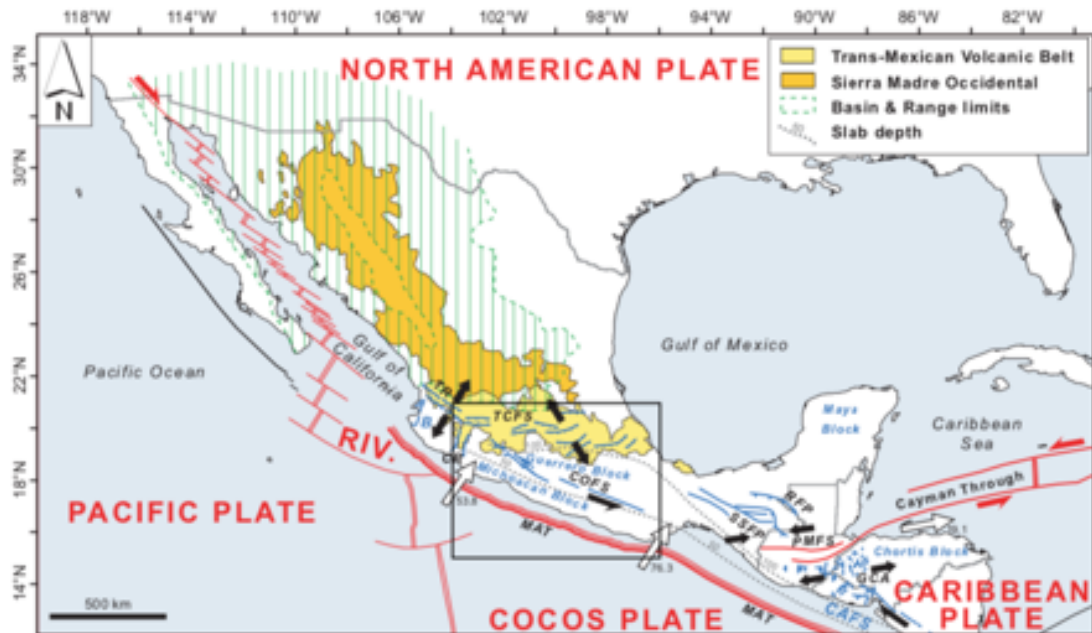


Figure 3-02 : carte géodynamique de l'Amérique centrale. Au niveau du Mexique la plaque Amérique du Nord est limitée par les plaques Pacifique, Rivera, Cocos et Caraïbe. Les principales limites de plaques sont en rouge. La déformation induite par les microplaques qui bordent la fosse d'Amérique centrale est représentée en bleu. Les flèches rouges et noires représentent les mouvements relatifs. Les flèches blanches représentent le mouvement des plaques Cocos et Caraïbe par rapport à l'Amérique du Nord fixe (DeMets, 2000). Le rectangle noir représente la localisation de la zone de Guerrero. Abréviations : TR = rift de Tepic-Zacoalco, CR = rift de Colima, TCFS = Système de failles Chapala-Tula, COFS = Système Chapala-Oaxaca. RFP = Reverse Fault Province SSFP = Strike-Slip Fault Province, PMFS = Système Polochic-Motagua, GCA = grabens d'Amérique centrale, MAT = fosse d'Amérique Centrale, JB = Bloc de Jalisco, CAFS = Central America Forearc Sliver, RIV = plaque Rivera. D'après la thèse de Louis Andreani (2008).

C'est dans ce contexte tectonique que se produisent de nombreux gros séismes sur le plan de subduction mexicain. Le dernier le plus meurtrier était celui du Michoacan le 19 septembre 1985 (Mw=8.2) qui avait fait plus de 10000 victimes. Les dégâts causés dans la ville de Mexico ont été considérables, du fait des effets de site qui ont provoqué l'effondrement de nombreux immeubles et autres infrastructures humaines. Nous pouvons également citer le séisme de Colima-Jalisco (Mw=8.0) de 1995 qui a provoqué de nombreux dégâts mais qui a fort heureusement fait beaucoup moins de victimes. Plus récemment, le 7 septembre 2017, un séisme au large du Chiapas (Mw=8.2) s'est produit, faisant près de 100 victimes. Il a généré plus de 720 répliques. Dans un contexte tectonique différent en zone intraplaque, le séisme de Puebla (Mw=7.1) qui a suivi, le 19 septembre 2017, a fait au moins 370 victimes et a endommagé environ 11000 bâtiments, dont on estime que 1500 ont dû être totalement rasés.

L'étude du risque sismique au Mexique présente donc un enjeu conséquent où plus de 20 millions d'habitants sont directement concernés par les destructions que causent les séismes qui se produisent parfois en milieu intraplaque, mais pour l'essentiel le long de la subduction à proximité immédiate de la côte mexicaine, entre les Etats de Jalisco et Michoacan à l'Ouest, l'Etat de Guerrero au centre et les Etats d'Oaxaca et du Chiapas à l'Est.

### 1.2. La lacune sismique de Guerrero

Sur la figure 3-03 extraite de Franco et al. (2005), les contours des zones de rupture des séismes ont été reportés, la carte est régulièrement mise à jour et publiée dans les articles ou thèses les plus récents. Dans la région de Guerrero, il existe une lacune sismique appelée « Guerrero Gap » car aucun gros séisme n'a été enregistré, ou même historiquement documenté. En 1911, un gros séisme a été décrit à Acapulco, à l'extrémité Est de cette lacune. Rien ne nous permet d'affirmer que la rupture ait pu se propager à l'Ouest d'Acapulco où est située cette lacune sismique.

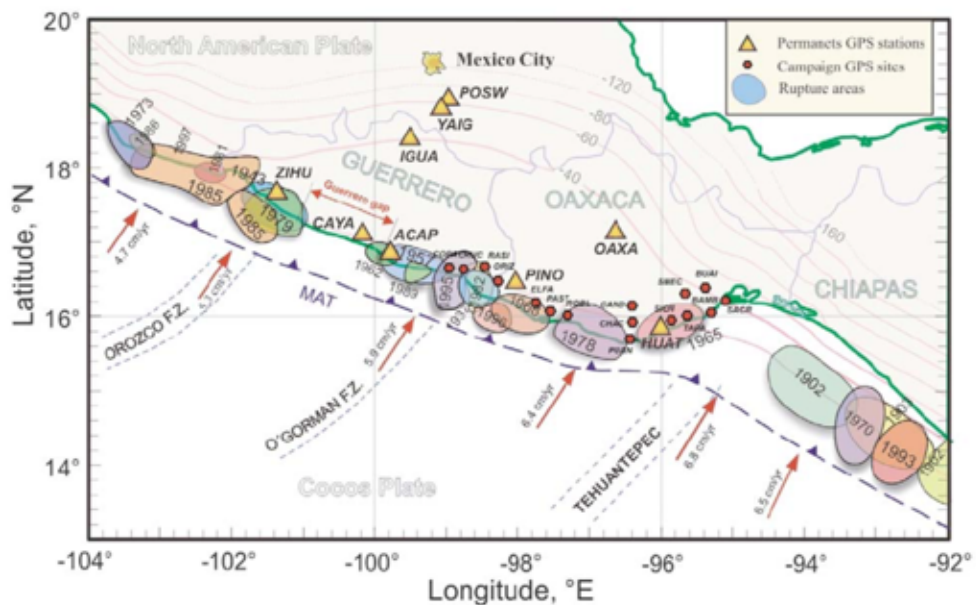


Figure 3-03 : localisation des zones de rupture et dates des séismes le long de la côte mexicaine. A l'Ouest d'Acapulco (ACAP), une lacune sismique est identifiée et connue sous le nom de « Guerrero Gap », d'après Franco et al. (2005).

Cette lacune sismique fait depuis plusieurs décennies l'objet de beaucoup d'attention de la part des sismologues et l'installation de la première station GPS permanente en 1997 a pu mettre en lumière le phénomène des séismes lents qui ont conduit les géophysiciens et tectoniciens à complètement revoir les modèles établis du cycle sismique. Nous reviendrons largement sur ce phénomène ultérieurement.

### 1.3. La géométrie du plan de subduction

La géométrie du plan de subduction dans les zones de Guerrero et Oaxaca a la particularité de présenter des variations latérales. Singh and Pardo (1993) avaient déjà proposé, sur la base de la localisation hypocentrale des séismes, un modèle 2D de plan de subduction qui atteindrait une rampe moins pentue et une pente plus douce à 140 km de la fosse. Pardo et Suarez (1995) ont ensuite proposé un modèle 3D de la géométrie, comme le montre la figure 3-04. Ce modèle exprime clairement une rampe quasi-horizontale entre 40 et 60 km de

profondeur. Les études gravimétriques de Kostoglodov et al. (1995) ont corroboré cette hypothèse et Suter et al. (1996) ont également repris cette proposition de modèle sous Guerrero en intégrant de nouvelles données. Plus récemment, Perez-Campos et al. (2008) ont défini cette géométrie à l'aide des données sismologiques du profil MASE, reliant Acapulco à Mexico, en appliquant la méthode de fonctions récepteurs.

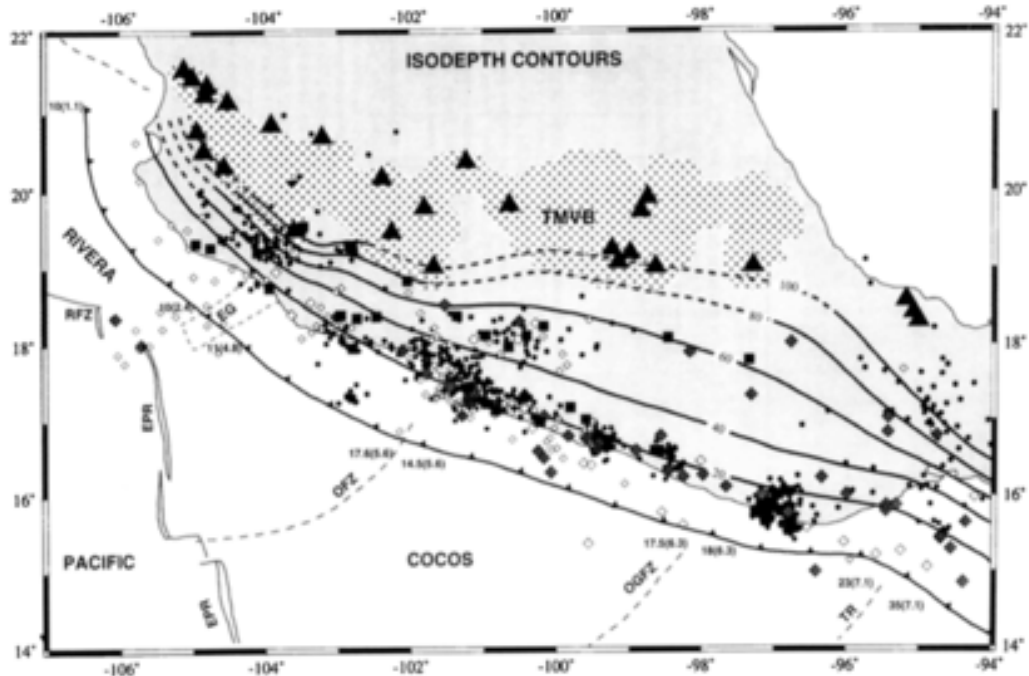


Figure 3-04 : carte de Prado and Suarez (1995) avec représentation de la Trans-Mexican Volcanic Belt (zone grise) et des contours des iso-profondeurs du plan de subduction.

Plusieurs études ont ensuite été faites pour discuter de la géométrie particulière de cette interface. Dougherty et Clayton (2014) ont proposé un déchirement du slab, comme le montre la figure 3-05. Ce déchirement pourrait expliquer les changements dans la sismicité et dans l'arrêt soudain de la structure de la Trans-Mexican Volcanic Belt à l'Est. C'est donc un modèle 3D avec des variations latérales très marquées et abruptes sur les bords de la rampe quasi-horizontale que nous retiendrons par la suite en section 3.1 de ce chapitre.

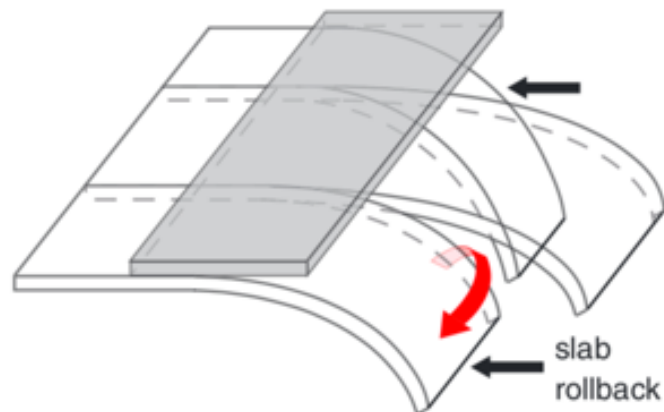


Figure 3-05 : la géométrie du plan de subduction au Mexique central avec déchirement du slab, d'après Dougherty and Clayton (2014).



## 2. La caractérisation des séismes lents

Les glissements lents ou Slow Slip Events (SSE) - communément appelés « séismes lents » -, ont d'abord été observés aux Cascades (Dragert et al. 2001) grâce aux premières observations des stations GNSS permanentes. Ce sont des déformations transitoires qui se produisent sur quelques jours à quelques années, sur un temps trop long pour pouvoir générer une onde sismique détectable.

Ces déformations ont complètement remis en cause notre compréhension du cycle sismique qui reposait jusqu'alors sur une succession de phases de chargement des failles (phase inter-sismique), de rupture (phase co-sismique) et de relaxation de la rupture (phase post-sismique).

### 2.1. Les observations GNSS et les séries temporelles de positionnement

Sur les séries temporelles de positionnement obtenues avec les stations GNSS permanentes, il est possible de suivre dans le temps l'intégralité des déformations de surface pour ces localisations. Il y a les phases dites de « chargement » dues à la convergence des plaques tectoniques. Elles alternent avec des phases de « déchargement » ou de « relâchement » des contraintes : il y a des épisodes quasi-instantanés de rupture avec propagation d'ondes mécaniques, ce sont les séismes ; il y a également des périodes de relâchement qui durent plusieurs jours à plusieurs mois sans sismicité associée, ce sont les séismes lents.

Sur la série temporelle de la figure 3-06 pour la composante Nord-Sud de la station CAYA (Mexique), nous pouvons voir l'alternance de ces phases : lors de la phase de chargement, le déplacement se fait dans la direction de la convergence de la plaque Cocos qui subducte sous la plaque Nord-Amérique, vers le Nord. Ensuite, le relâchement des contraintes se produit sur quelques mois avec une amplitude de déplacement en surface de plusieurs centimètres, comme l'indiquent les ellipses rouges. Les tirets en noir montrent la vitesse de déplacement entre deux périodes de glissement successives. Sur cette figure nous voyons des SSE réguliers qui se produisent environ tous les 4 ans et qui montrent en surface les plus grandes amplitudes de déplacement jamais observées dans ce contexte, jusqu'à 6 cm.

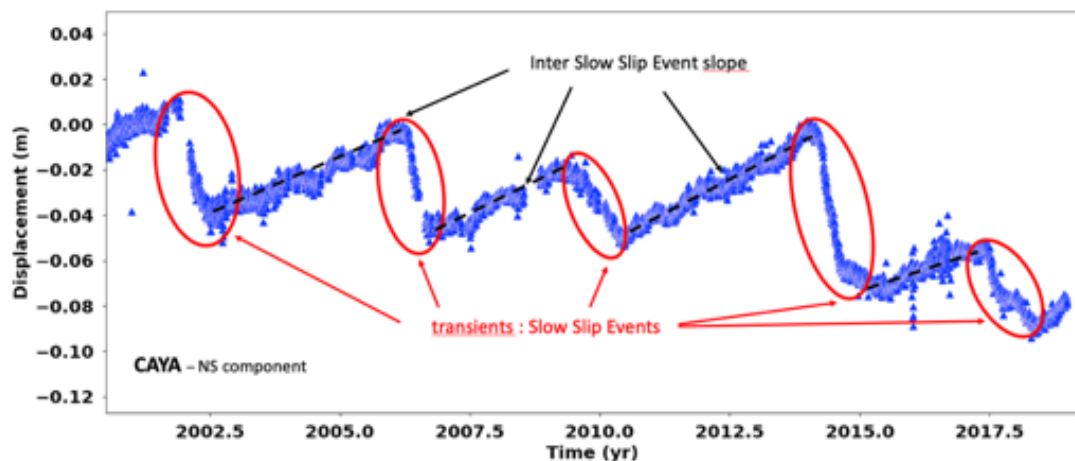


Figure 3-06 : détection de séismes lents (Slow Slip Events) sur la série temporelle de positionnement CAYA, composante Nord-Sud dans le référentiel IGS14. Lors de ces épisodes, la déformation de surface montre une direction vers le Sud alors que la convergence des plaques est dans la direction Nord. Les périodes entre ces glissements constituent l'inter-SSE.

Dans le cadre de ce projet, j'ai procédé à l'analyse de l'ensemble des données GNSS disponibles depuis l'installation de la première station CAYA fin 1996 par les collègues V. Kostoglodov et R. Bilham. Pour la zone de Guerrero, nous sommes montés progressivement

à une vingtaine de stations GNSS permanentes. La zone voisine d'Oaxaca a, elle aussi, connu le même essor en termes d'observations GNSS pérennes pour des études similaires ou pour des applications météorologiques (réseau TLALOCNet). A cela, j'ai intégré l'ensemble des stations mexicaines disponibles et quelques stations de l'IGS pour avoir le meilleur maillage possible et une très bonne mise en référence de l'ensemble du réseau dans notre zone d'étude. Tous les résultats, qui ont nourri un grand nombre d'études, ont été obtenus avec GAMIT. Depuis 2019, c'est avec le logiciel GIPSY-X que je poursuis ce travail. La différence de résultats ne permet plus de discriminer l'une ou l'autre de ces deux méthodes.

Les données utilisées dans le cadre de ce travail proviennent de différents organismes mexicains (voir figure 3-07) dont il faut saluer le travail conséquent pour l'installation et la maintenance des sites. Il y a le réseau de nos collègues de l'Instituto de Geofísica à la UNAM de Mexico, auquel sont rattachées les stations GNSS financées par les projets portés à ISTERre et que j'ai contribué à installer. Il y a également sur l'ensemble du territoire les stations du réseau SSN (Servicio Sismológico Nacional), de l'INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía), du réseau TLALOCNet et ponctuellement quelques stations des réseaux PBO-Mex et COCONet-Mex. Plus récemment j'ai pu intégrer les données du réseau REGNOM (Université d'Ensenada) pour l'ensemble de la zone au Nord-Ouest du Mexique.

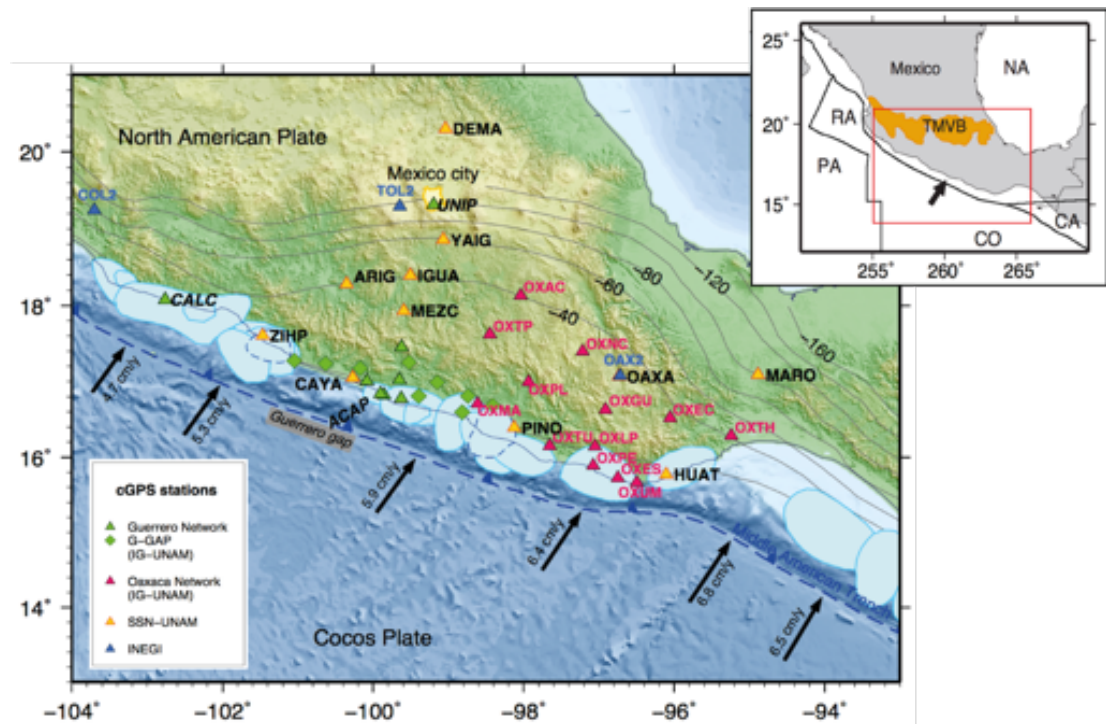


Figure 3-07 : carte des stations permanentes GNSS utilisées dans notre zone d'étude. Les stations en vert (réseau de la UNAM) et en jaune (réseau SSN) jusqu'au site IGUA sont dans la zone de Guerrero. Les stations en rose sont celles du réseau TLALOCNet dans la zone d'Oaxaca, en bleu les stations de l'INEGI.

Les séries temporelles de positionnement de 1997 à juin 2019 pour les 3 composantes de la station CAYA sont présentées en figure 3-08. On observe très clairement les phases inter-SSE et de glissement (SSE) sur l'ensemble des composantes. Pour les composantes horizontales, nous pouvons voir que la série est plus bruitée en E-W qu'en N-S. Cela tient du fait en grande partie que compte-tenu de la géométrie des continents, la majorité des stations GNSS se trouvent au Nord ou au Sud de notre zone d'étude mais relativement peu de stations permettent de contraindre la direction E-W. Par ailleurs, la composante verticale est

beaucoup plus bruitée que les composantes horizontales. Cela est dû au fait que si les satellites peuvent couvrir l'ensemble des directions horizontales à la surface, les satellites sont masqués par la Terre sous nos pieds et la moitié de l'espace vertical ne nous est pas accessible. En outre, la composante verticale est beaucoup plus sensible aux phénomènes que nous classons comme du bruit pour nos études : la météorologie, la variation de la charge hydrologique, les effets de subsidence (par pompage des nappes phréatiques par exemple), etc... autant de causes qui ajoutent de la dispersion dans nos séries.

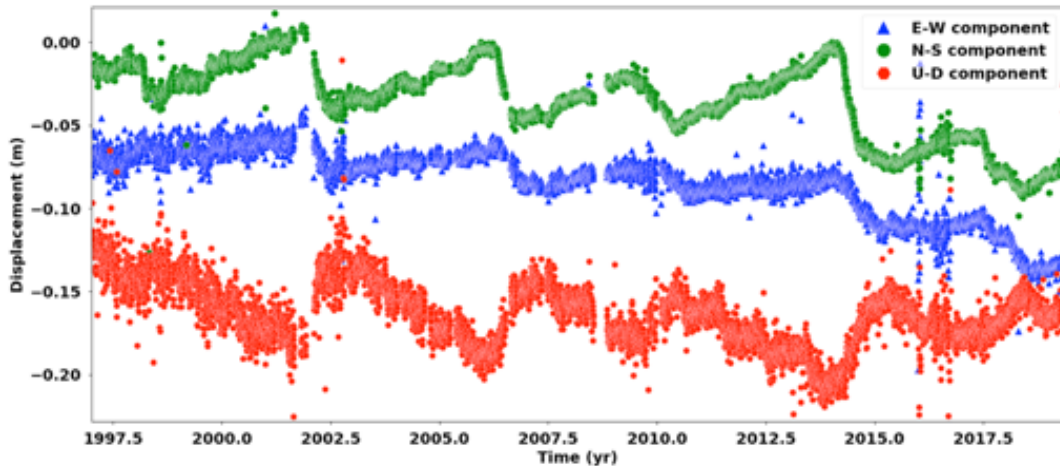


Figure 3-08 : série temporelle de positionnement pour la station CAYA de 1997 à juin 2019 (analyse avec GIPSY-X, résultats dans le référentiel IGS14) pour la composante N-S (vert), E-W (bleu) et vertical (Up-Down en rouge). Sur les 3 composantes nous observons des glissements en 1997, 2001, 2006, 2010, 2014 et 2017. Ces séries sont « brutes » et n'ont pas fait l'objet d'un post-traitement.

Dans l'exemple de la figure 3-09 ci-dessous d'après Radiguet et al. (2012), un zoom est présenté sur la période 2006-2007.5 pour l'étude du SSE de 2006, à partir de l'analyse des données GNSS que j'ai faite. Les séries temporelles ont été transformées par rapport à une plaque Nord-Amérique fixe et ont été corrigées de la pente inter-SSE. Les 3 composantes sont représentées pour 15 des stations GNSS les plus proches de la zone de glissement à Guerrero. Seules 9 de ces stations se trouvent au-dessus du glissement, les autres sont dans la zone d'Oaxaca ou en direction de la ville de Mexico. Les stations ACYA et ACAP sont très proches, toutes deux installées à Acapulco, il y a donc redondance des observations comme nous pouvons le voir sur la figure. Chaque point noir représente un positionnement journalier pour les données GNSS. Nous constatons l'existence de trous dans la série d'observation, très généralement dus à l'absence de données (récepteur en panne par exemple), également parfois dus à l'élimination de points aberrants (les « outliers », voir chapitre 2).

Sur la composante N-S, tous les déplacements se font vers le Sud au moment du SSE. C'est la direction opposée à celle de la convergence des plaques Cocos et Nord-Amérique. Sur la composante E-W, le déplacement se fait dans la direction qui correspond au positionnement de la station par rapport à la zone de glissement. Quant à la composante verticale, la variation latérale de l'effet de surrection à celui de subsidence est cruciale à cadrer pour contraindre la zone de glissement sur le plan de subduction et déterminer sa localisation au regard des zones sismogéniques ou de transition vers la zone de glissement libre. Nous observons cette bascule surrection-subsidence entre les stations DOAR et MEZC (voir carte de la figure 3-27).

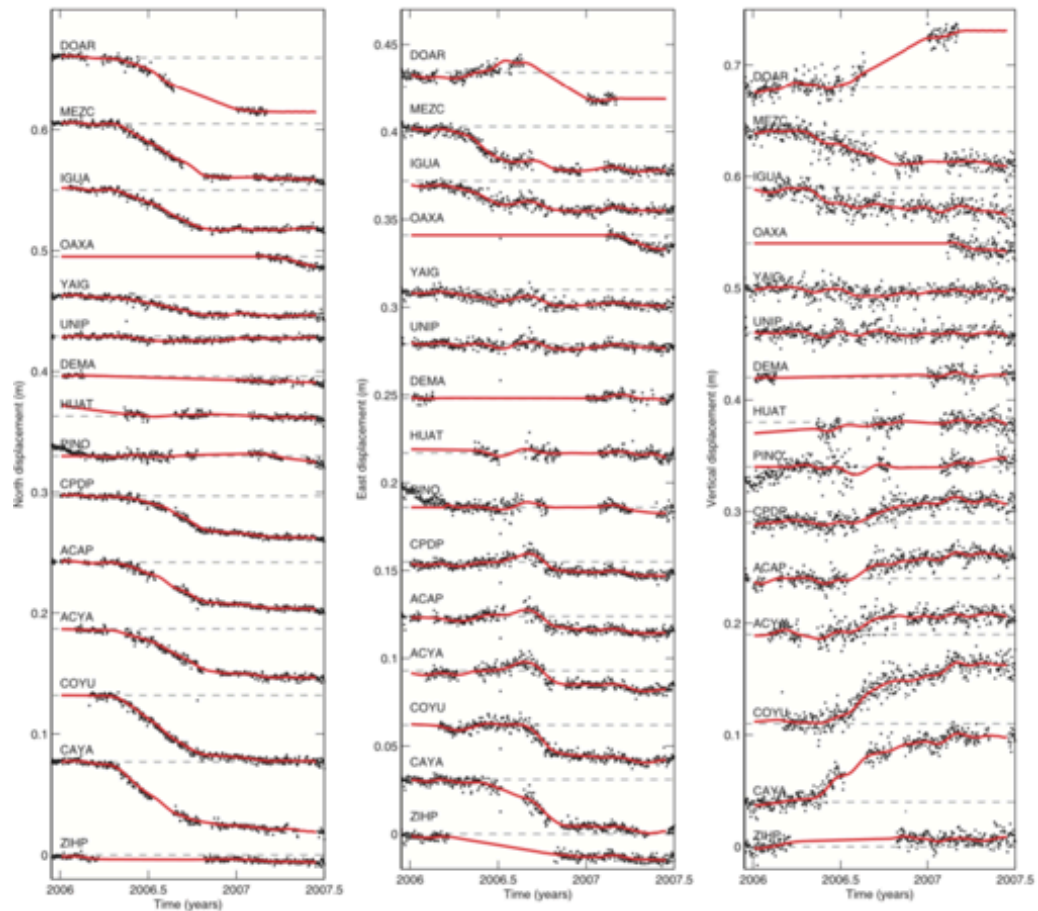


Figure 3-09 : séries temporelles de positionnement pour les stations GNSS pour l'étude du SSE de 2006 (Radiquet et al., 2012). Les points noirs représentent les observations et les courbes rouges représentent la déformation suivant le modèle de glissement sur l'interface (voir section 3.1). Les séries ont été transformées pour être exprimées par rapport à une plaque Nord-Amérique fixe. Elles ont aussi été corrigées de la pente inter-SSE afin d'avoir une lecture directe des glissement lents.

## 2.2. La détection des petits SSEs avec les observations GNSS

Dans ces séries temporelles continues, il y a aussi d'autres déformations transitoires de plus faible amplitude et c'est tout l'enjeu de pouvoir les détecter et les identifier pour comprendre l'ensemble des mécanismes de déformation. Cela se fait avec d'abord une analyse très fine des données GNSS avec la prise en compte de modèles très précis (voir chapitre 2), également par une analyse de post-traitement pour « nettoyer » les séries temporelles (voir également chapitre 2) et, enfin, des méthodes de détection sont développées. Parmi elles, l'utilisation de proxy avec des signaux synthétiques que l'on corrèle avec nos données pour faire ressortir la signature recherchée (voir les travaux de Baptiste Rousset) ; également par la sommation de plusieurs séries temporelles pour faire ressortir le signal par rapport au bruit, ou en corrélant les séries GNSS avec d'autres types d'observations (voir les travaux de William Frank). En effet, l'information complémentaire fournie par la sismicité (LFEs) offre une meilleure résolution temporelle que le GNSS et permet de sommer de manière cohérente les signaux de plusieurs évènements.

Je ne présenterai ici que les résultats de Vergnolle et al. (2010) pour illustrer un des aspects de la recherche de ces petites transitoires sur les séries temporelles GNSS. Les séries temporelles ont fait l'objet non seulement d'une analyse très fine avec GAMIT, mais également une série de corrections post-traitement. Cette étude pour voir l'influence des

paramètres et modèles utilisés explique comment améliorer le rapport signal/bruit dans les séries temporelles GNSS pour en extraire les signatures tectoniques que nous voulons être en mesure de détecter.

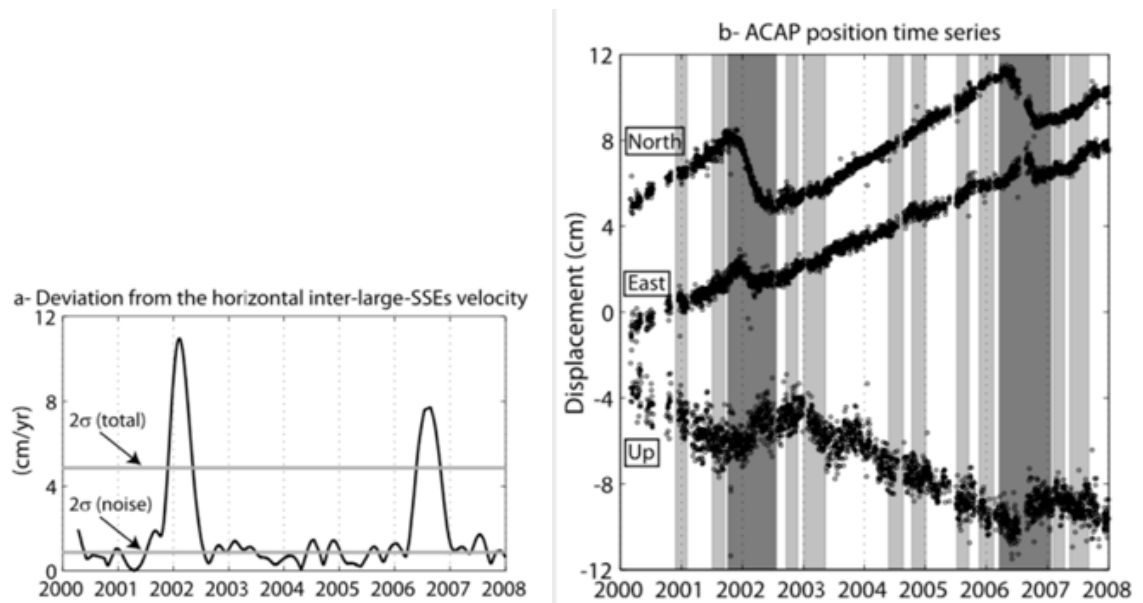


Figure 3-10 : a) détection automatique des petits SSE (données pour ACAP). Les lignes grises représentent le seuil de  $2\sigma$  utilisé (total : sur l'ensemble des données de la série ; noise : sur les périodes inter-SSE uniquement) et b) séries temporelles de positionnement pour ACAP sur les 3 composantes. Les zones grises représentent les détections faites à partir en a), d'après Vergnolle et al. (2010).

A partir des séries temporelles les plus abouties, Vergnolle et al. (2010) ont déterminé la vitesse inter-SSE moyenne pour chacune des stations. Ensuite, la vitesse instantanée est calculée et elle est comparée à la vitesse moyenne inter-SSE. Sur la Figure 3-10a, les résultats pour la station ACAP sont montrés et l'on voit clairement les 2 pics qui correspondent aux 2 SSE de 2001-2002 et 2006. Par ailleurs, les déviations standards sont également reportées : celle estimée sur l'ensemble de la série temporelle (total) et celle estimée sur les périodes hors SSE (noise). Cette dernière caractérise un seuil de détection pour les variations de vitesse. Certaines époques montrent des déviations qui dépassent ce seuil, ces périodes sont reportées en figure 3-10b pour être superposées aux 3 composantes de la série temporelle pour ACAP. Ceci permet de visualiser les déformations de surface qui ont été détectées par la méthode.

Cet exemple montre qu'il est possible de détecter des transitoires en dehors des périodes de glissement clairement identifiées par l'occurrence des SSE. Ici les résultats ne reposent que sur les observations GNSS. D'autres méthodes ont été développées pour extraire les petits signaux d'origine tectonique, en corrélation avec d'autres observations comme les tremors ou les LFE (voir section 6 de ce chapitre).

### 2.3. Les observations InSAR

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 1, les données GNSS offrent une continuité en temps mais pas dans l'espace puisque nous avons des points de mesure ponctuels. Par ailleurs, l'InSAR permet de couvrir de grandes zones géographiques avec plusieurs semaines, mois ou années entre 2 acquisitions successives. La combinaison des 2 observations permet de couvrir tout l'espace spatio-temporel. En outre, les données GNSS permettent de corriger les

données InSAR des effets troposphériques, notamment la teneur en vapeur d'eau qui est différente d'une acquisition à l'autre.

L'installation de stations GNSS sur l'ensemble de la zone d'études est impossible du fait de l'étendue, du coût et des problèmes d'accès et de sécurité. C'est pourquoi très vite dans notre projet nous avons cherché, avec les collègues spécialistes de l'InSAR, à combiner les 2 types d'observation. Pour autant, il faut avoir accès aux données SAR disponibles ou demander la programmation de l'acquisition quand cela est possible. Pour l'étude du SSE de 2006, Cavalié et al. (2013) ont travaillé à partir de l'archive de l'ESA avec les données Envisat. La difficulté dans leur travail est que seules les tracks (fauchées) descendantes étaient disponibles, rendant la contrainte du déplacement impossible dans la direction S-SW.

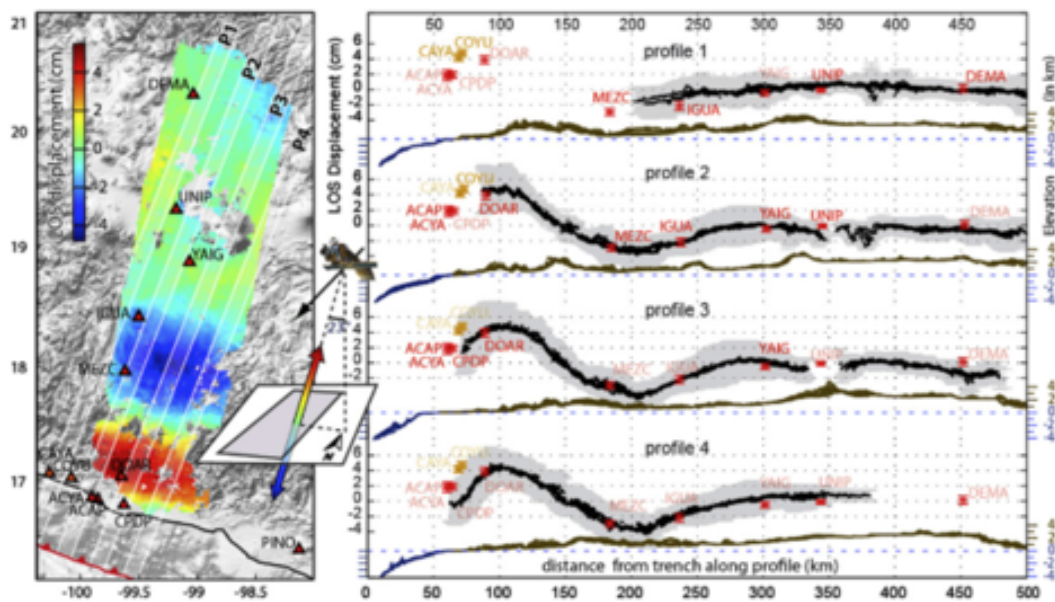


Figure 3-11 : à gauche, carte des déplacements de surface générés par le SSE de 2006 dans la ligne de visée (LOS : line of sight). La LOS est schématisée à côté de la track. A droite, présentation de 4 profils perpendiculaire à la fosse. Les points noirs représentent l'ensemble des valeurs des différentes tracks et l'enveloppe grise en est la déviation standard. Les valeurs de déplacement lors du SSE de 2006 obtenues par les stations GNSS (et projetées selon la LOS) sont en rouge et orange pour les 2 stations GNSS (CAYA et COYU) localisées dans le gap sismique. La bathymétrie (bleu) et la topographie (noir) sont également reportées sous forme de profils. D'après Cavalié et al. (2013).

La figure 3-11 montre la carte des déplacements de surface dans la ligne de visée (LOS : line of sight) schématisée à droite de la track, où l'on voit que les couleurs jaune-rouge correspondent à un déplacement de surrection dans la direction N-NE et que les couleurs bleues correspondent à un déplacement de subsidence dans la direction S-SW. La track présentée résulte d'une sommation de plusieurs interférogrammes de façon à couvrir la période de temps voulue et à augmenter le rapport signal/bruit. Les déplacements atteignent une amplitude jusqu'à 6 cm à 110 km de la fosse dans la direction de la ligne de visée. Ces déplacements sont selon la ligne de visée et l'on voit clairement pendant le SSE de 2006 une surrection le long de la côte et une subsidence sur le plateau entre les stations MEZC et IGUA, ce qui est cohérent avec les séries temporelles de la figure 3-09 d'après Radiguet et al. (2012). Les mêmes études ont été faites pour le SSE de 2009-2010 dans le cadre de la thèse de Guillaume Bacques (2013). Pour le SSE de 2017-2018 dans le cadre de la thèse de Louise

Maubant (soutenance en novembre 2020), de nouvelles données avec Sentinel-1 rendent possible une exploration temporelle plus fine sur une zone géographique toujours plus large.

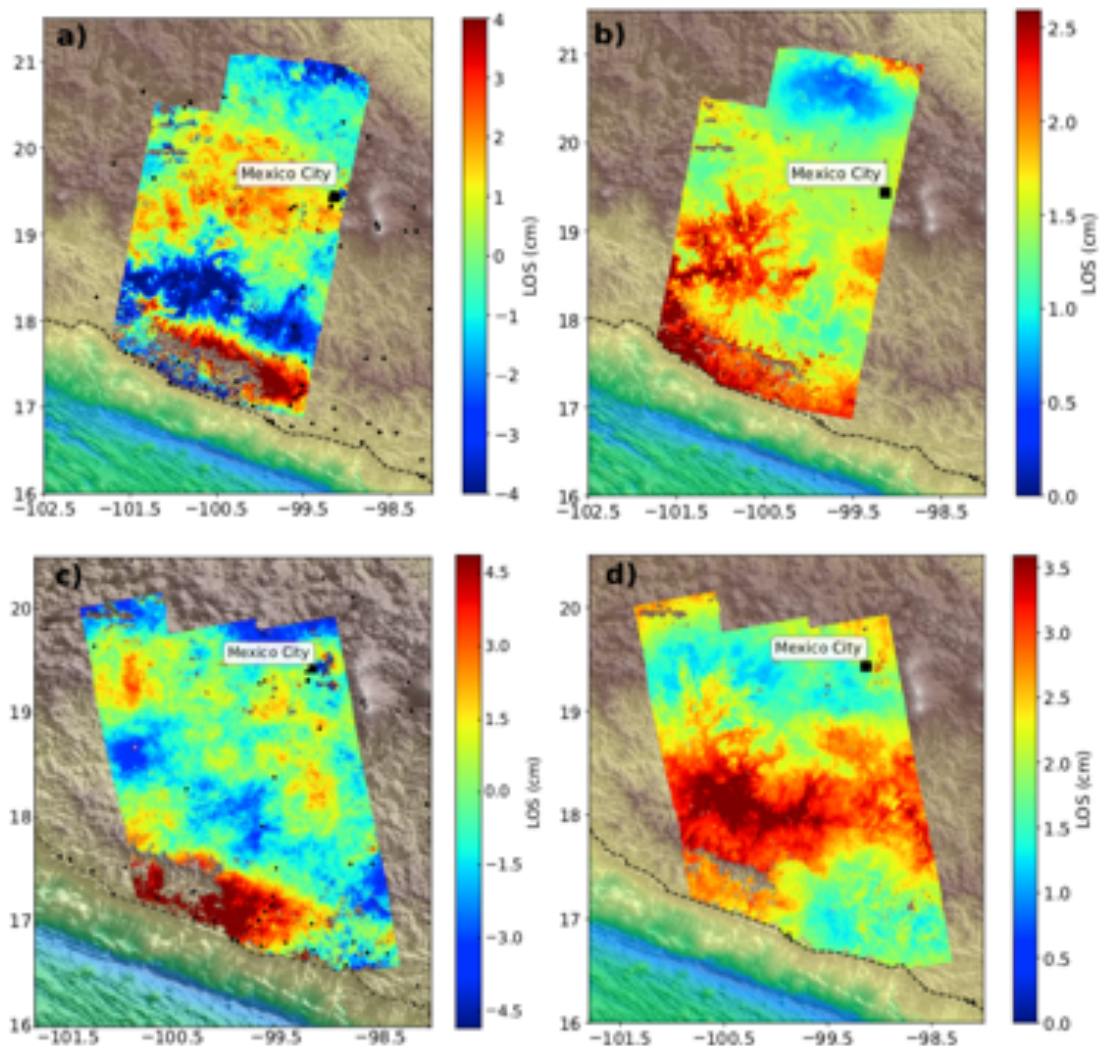


Figure 3-12 : carte des déplacements de surface suivant la ligne de visée à partir des données Sentinel-1. A gauche, les résultats pour les tracks ascendantes (haut) et descendantes (bas). A droite, la carte des résidus pour les séries temporelles. D'après Maubant et al. (2020).

### 3. Les glissements lents sur le plan de subduction

A partir des observations GNSS pour la déformation de la surface, tout l'enjeu est de retrouver le glissement en profondeur qui en est à l'origine. Il s'agit alors de construire un modèle géométrique pour caractériser les milieux et l'interface de glissement (plan de subduction). Ensuite, des méthodes d'inversion permettent de reconstruire ce glissement en profondeur. Dans la mesure où nous avons des séries temporelles pour tout un réseau de points de mesure en surface, nous pouvons reconstruire l'évolution spatio-temporelle des glissements.

#### 3.1. La géométrie de l'interface utilisée

La première étape consiste à construire un modèle géométrique le plus proche de ce qu'on pense être la réalité. Dans les premières études (e.g. Radiguet et al., 2010), le modèle était réalisé sur une géométrie 2D avec un plan de subduction montrant une surface plane selon les données de Perez-Campos et al. (2008). Par la suite, des améliorations ont été apportées

pour avoir une géométrie 3D pour prendre en compte les variations latérales, comme le montre le modèle de Dougherty et Clayton (2014) de la figure 3-05.

Pour l'étude du SSE de 2014, il nous est alors apparu incontournable de construire un modèle 3D sur la base des variations latérales déterminées pour le plan de subduction. Nous nous sommes initialement basés sur le modèle global de subduction slab1.0 proposé par Hayes et al. (2012). Cependant, dans la région de Guerrero, ce modèle n'était pas très performant et ne prenait pas en compte l'interface plate. Nous l'avons donc modifié dans la partie de Guerrero pour mieux coller aux observations, notamment à celles obtenues avec les fonctions récepteurs dans les travaux de Perez-Campos et al. (2008). A noter qu'en 2018, après la construction de notre modèle, une nouvelle compilation mondiale des géométries de subduction slab2.0 (Hayes et al., 2018) a été publiée. Cette fois la géométrie du modèle est correcte sur toute la subduction mexicaine, dans l'état actuel de nos connaissances.

En résumé, notre modèle prend en compte les variations latérales abruptes tout en gardant une continuité, sans l'effet de déchirement proposé par Dougherty and Clayton (2014). Ce modèle a été réalisé par H. Perfettini et sa géométrie est présentée sur la figure 3-13. Ce travail a fait l'objet de communications par Cotte et al. (2014) et Radiguet et al. (2016).

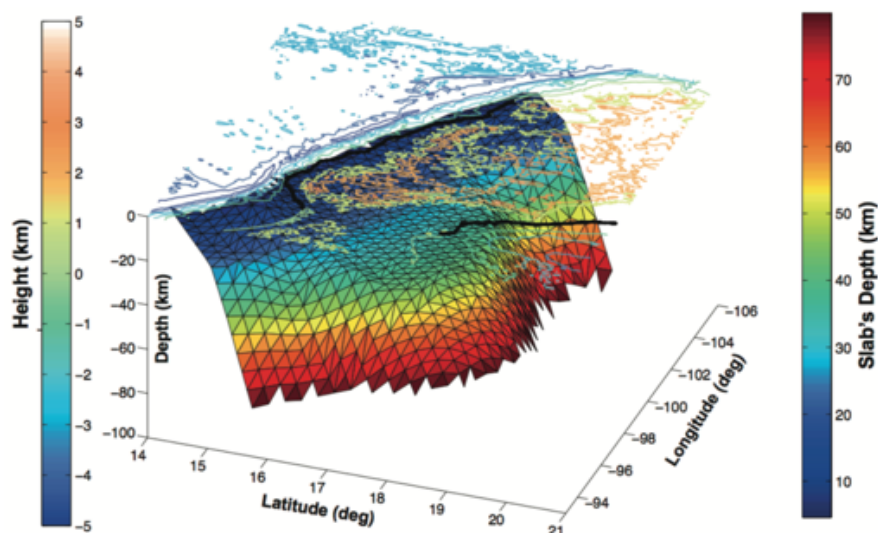


Figure 3-13 : la géométrie tridimensionnelle du plan de subduction construite pour nos études (réalisation H. Perfettini) à partir des études de Perez-Campos et al. (2008) et Dougherty and Clayton (2014) qui montrent une interface plate sous la zone de Guerrero mais avec des variations latérales de part et d'autre (Cotte et al., 2014).

### 3.2. L'inversion des déplacements de surface

Sur la base du modèle de l'interface 3D présenté en figure 3-13, le plan de subduction est discrétisé en un certain nombre de sous-failles. Pour chaque sous-faille, les fonctions de Green sont calculées, elles relient le glissement sur la sous-faille considérée au déplacement en surface. Cela permet de construire le problème direct qui relie les paramètres du modèle (valeurs de glissement sur chaque sous-faille) aux données (déplacements observés en surface). Pour plus de précision, voir la thèse de Mathilde Radiguet (2011).

A partir du SSE de 2014, la méthode de travail a été modifiée pour intégrer d'abord la décomposition en analyse de composantes principales (PCA), puis ensuite la décomposition en analyse de composantes indépendantes (ICA) d'après les travaux de Gualandi et al. (2017).



La décomposition des déplacements de surface en composantes principales permet de séparer dans l'étude les aspects spatiaux et les aspects temporels, et ensuite d'inverser uniquement les matrices spatiales (U) pour déterminer la (ou les) distributions de glissements pour les différentes composantes de la PCA, comme le montre le schéma de la figure 3-14. Ensuite, une combinaison linéaire permet de reconstruire le glissement dans l'espace spatio-temporel. Avec une PCA, la forme du premier vecteur propre V1 correspond à la forme générale des séries temporelles. Cette composante est associée à la distribution de glissement obtenue par l'inversion du premier vecteur propre spatial U1. La deuxième composante temporelle est associée à la distribution de glissement, elle introduit un effet de propagation du glissement. Dans le cas de la méthode ICA, les vecteurs propres correspondent à des phénomènes physiques indépendants : convergence linéaire, glissement du SSE, effet saisonnier, etc... dans les 2 cas, 5 à 6 composantes sont utilisées pour décomposer le signal.

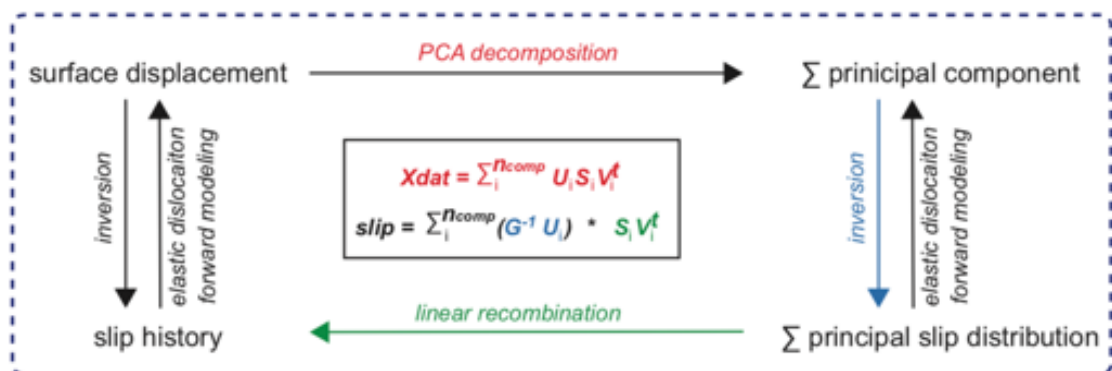


Figure 3-14 : schéma de décomposition en composantes principales des séries temporelles GNSS pour effectuer une inversion qui permet de déterminer sur le plan de subduction l'évolution spatio-temporelle du glissement sur cet interface, d'après Cotte et al. (2014).

Il est très important de ne plus faire des inversions statiques mais de pouvoir déterminer les évolutions spatio-temporelles du glissement sur la faille. En effet, la complexité du processus est associée à d'autres phénomènes. Parmi eux, le lien entre les SSE de Guerrero et Oaxaca, le déclenchement des séismes par un SSE ou la réciproque, ainsi que la séparation des phases post-sismiques et des glissements dus aux SSE. Toutes ces interactions ne peuvent être étudiées que par une décomposition la plus fine possible dans l'espace et le temps.

### 3.3. La localisation des glissements sur le plan de subduction

Les résultats des inversions seront présentés dans la section suivante. La grande question est de savoir si les SSE se produisent dans la zone sismogénique, là où se produisent les séismes, auquel cas ils pourraient relâcher les contraintes de façon asismique et ainsi retarder l'occurrence d'un prochain gros séisme à Guerrero. Ou bien de savoir si le glissement se produit en deçà de la zone sismogénique, dans la zone de transition, et là ils pourraient au contraire avoir un rôle tout différent.

Peng and Gombert (2010) ont schématisé un plan de subduction sur lequel ils ont localisé les différentes zones, comme le montre la figure 3-15. Ils ont représenté en dessous de chaque zone les phénomènes géophysiques associés et le moyen d'observation utilisé pour les étudier. Ils identifient 3 zones le long du plan de subduction.

Tout d'abord, nous avons près de la surface, mais également à des profondeurs inférieures à celle du Moho continental (environ 40 km), la zone de glissement libre. Il n'y a pas de frictions

pouvant générer de gros séismes, on y retrouve les « Very Low Frequency events » (VLF) et partiellement les glissements lents, plutôt sous forme de « creeping » près de la surface (e.g. Nakano et al., 2018). Il est souvent difficile d'étudier ces phénomènes près de la surface car il faut pouvoir disposer de stations fond de mer pour couvrir la zone d'étude. Ensuite, il y a la zone « bloquée » qui a un couplage fort et qui est le siège des séismes. Elle est typiquement située entre 10-15 et 25-30 km de profondeur. Enfin, sous la zone bloquée se trouve la zone de transition : c'est là que se produisent les glissements lents ou SSE. Les observations géophysiques en surface (géodésie spatiale ou sismologie) permettent de mettre en lumière ces phénomènes et de contraindre les mécanismes physiques qui entrent en jeu sur le plan de subduction.

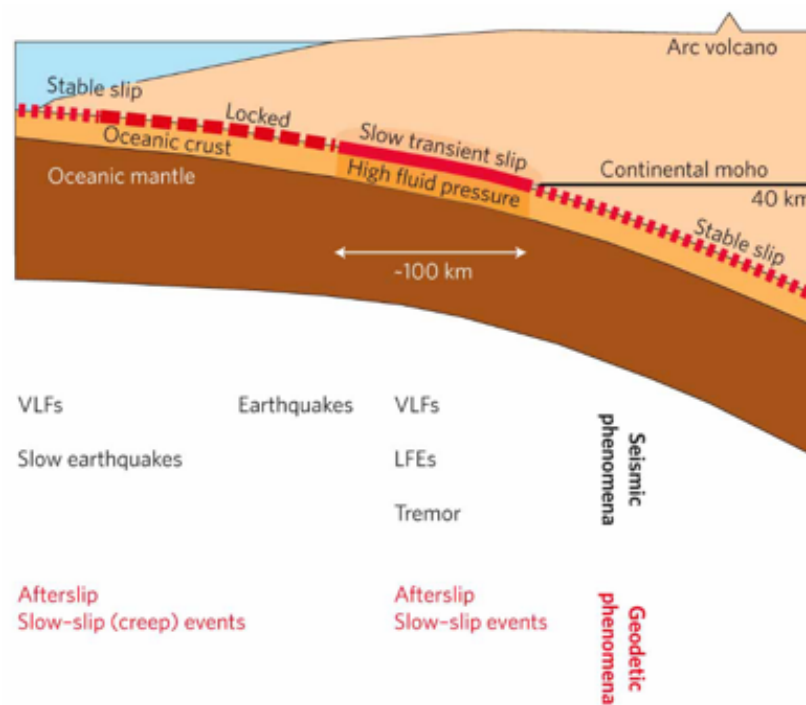


Figure 3-15 : modèle lithosphérique dans la zone de subduction des cascades et phénomènes géophysiques associés (Peng and Gomberg, 2010).

#### 4. Une série de séismes lents au Mexique

Depuis l'installation de la première station GNSS fin 1996, il s'est produit plusieurs SSE dans la zone de Guerrero, et encore plus dans la zone d'Oaxaca que nous ne présenterons pas en détail ici et pour laquelle nous renvoyons le lecteur aux travaux de Graham et al. (2015, 2016).

##### 4.1. Les séismes lents successifs à Guerrero

Il est observé une périodicité d'environ 4 ans entre 2 SSE successifs (Cotte et al., 2009). Ces séismes lents ont été largement documentés et une liste de publications est disponible à la fin de ce manuscrit. Pour n'en retenir que l'essentiel, les SSE se produisent sur le plan de subduction avec une étendue de la surface de glissement jusqu'à 200\*100 km dans la zone de transition. Les glissements peuvent atteindre 25 cm sur ce plan, ce qui fait des magnitudes équivalentes de  $M_w=7.4-7.6$ . En surface, les déformations associées sont observées depuis la côte située à 40 km de la fosse, jusqu'à plusieurs centaines de km dans la direction perpendiculaire à la fosse puisqu'on les mesure au-delà de la ville de Mexico.

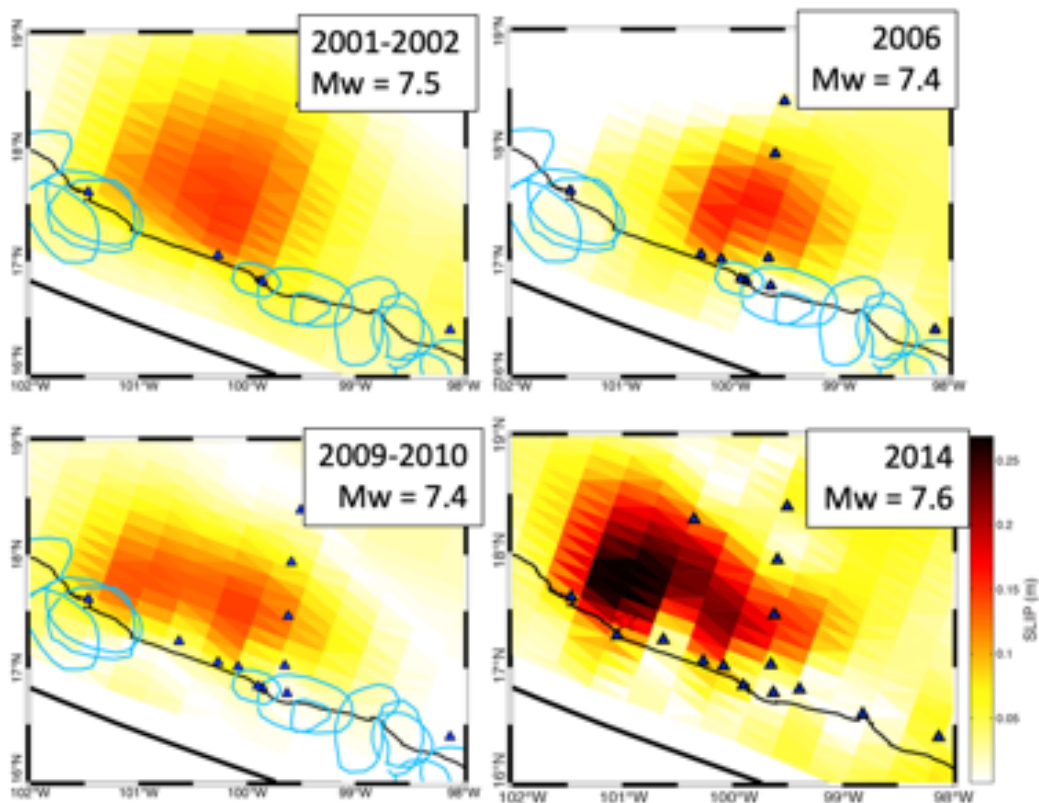


Figure 3-16 : le glissement sur le plan de subduction pour les SSE de 2001-2002, 2006, 2009-2010 et 2014. Exposé invité de Mathilde Radiguet à l'AGU Chapman en 2016 (présenté par Nathalie Cotte).

La figure 3-16 montre une synthèse des SSE qui se sont produits dans la zone de Guerrero, d'après les inversions de Mathilde Radiguet. En regardant les résultats sans montrer les évolutions temporelles ou sans montrer le lien de ces glissements avec la sismicité régionale, il apparaît que les SSE qui se sont succédés offrent les mêmes caractéristiques : zone de glissement, amplitude, durée. En y regardant de plus près, il y a de nombreuses imbrications liées à des phénomènes différents mais qui semblent corrélés. Dans la section 6, nous parlerons du lien entre les séismes lents et la sismicité.

#### 4.2. Des SSE successifs et connectés dans Guerrero

Je vais présenter ici un exemple de relation entre 2 séismes lents dans la région de Guerrero. Nous montrons sur la figure 3-17 l'ensemble des séries temporelles de positionnement (composante Nord) entre 2007 et 2011 pour les stations GNSS dans la zone de Guerrero et le long du profil perpendiculaire à la côte. Les séries sont classées suivant la localisation de la station : les stations les plus à l'W-NW sont en haut et les stations les plus à l'E-SE, proches de la zone d'Oaxaca, sont en bas. Pour rappel, un déplacement vers le Nord montre une phase de chargement inter-SSE et un déplacement vers le Sud est l'expression d'un SSE dans notre référentiel où la plaque Nord-Américaine est fixe.

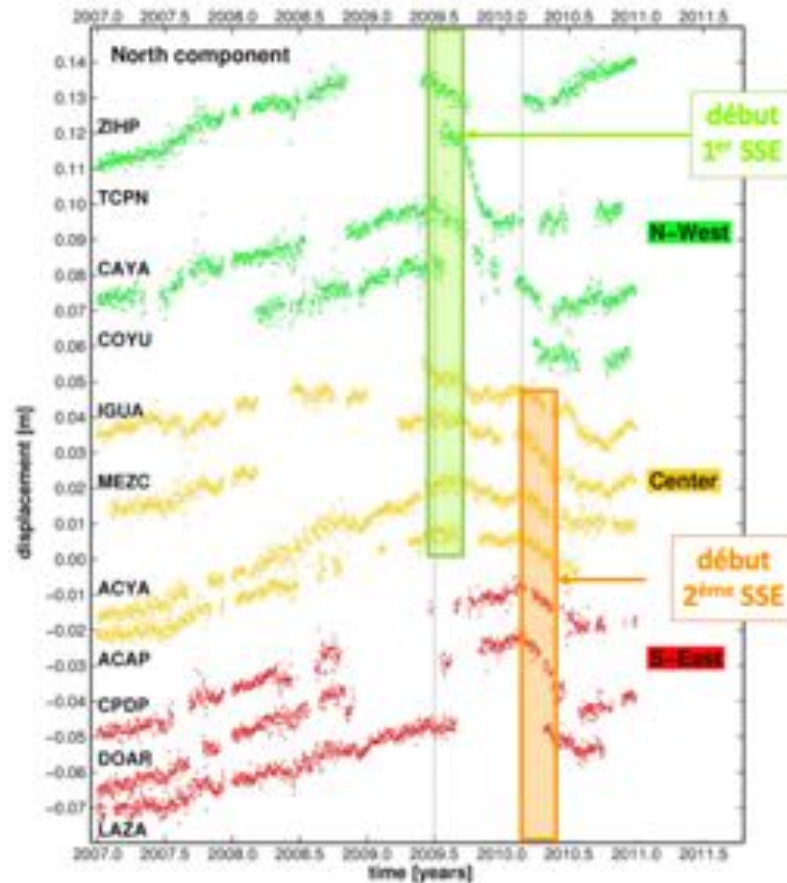


Figure 3-17 : séries temporelles (composantes N-S dans l'ITRF08) pour les stations GNSS dans la zone de Guerrero. Les stations les plus à l'Ouest sont en haut et les stations proches de la zone d'Oaxaca, à l'Est, sont en bas. Nous voyons un seul SSE au Nord-Ouest et un seul SSE au Sud-Est, les deux glissements ne sont pas synchrones. Les stations localisées entre les zones de glissement montrent 2 départs de glissement successifs. Figure modifiée d'après A. Walpersdorf, N. Cotte et al. (2011)

Nous voyons que les stations localisées à l'extrémité NW de notre zone enregistrent un seul SSE dont le glissement s'initie mi-2009. De même, les stations localisées à l'extrémité SE de notre zone enregistrent également un seul SSE, mais avec un glissement qui s'initie début 2010. Entre les deux zones, il n'y a pas de propagation progressive du glissement d'un côté à l'autre : les stations montrent 2 phases de glissement successives vers le Sud avec une reprise de phase inter-SSE (vers le Nord) entre les 2, il s'agit de 2 sous-événements.

L'interprétation que Walpersdorf, Cotte et al. (2011) en font, c'est qu'un glissement s'est produit dans la partie Ouest de la zone. Ce glissement n'était pas assez important pour s'étendre sur toute la région. En revanche, au terme de ce glissement un transfert de contrainte s'est opéré, et si l'énergie accumulée a été relâchée au centre de la zone qui a glissé, en revanche sur les bords non seulement l'énergie n'a pas été relâchée, mais en plus la charge des contraintes a pu être augmentée. Il aura fallu attendre que les contraintes atteignent un seuil ou qu'un événement extérieur se produise de façon à initier le glissement. Dans notre cas, l'hypothèse retenue est que le séisme de Maule, Mw=8.8 au Chili le 27/02/2010, a généré des ondes de suffisamment grande amplitude pour que leur propagation dynamique puisse déclencher des instabilités dans un milieu instable et prêt à « rompre » ou à glisser. D'autres observations, comme l'activation de tremors, corroborent cette hypothèse, comme nous le verrons en section 6.3.

## 5. Le couplage

### 5.1. Définition pour le couplage

Le couplage est l'expression de la friction sur un plan de subduction, définie avec le ratio de déficit de glissement par an et la vitesse de convergence des plaques :

$$\text{couplage} = 1 - \frac{V_{\text{convergence}} - V_{\text{surface}}}{V_{\text{convergence}}}$$

La valeur du couplage est adimensionnelle, comprise entre 0 et 1. Une valeur de couplage égale à 1 signifie les glissements sur l'interface sont bloqués, les aspérités et les frictions empêchent tout glissement et les contraintes s'accumulent. Avec un couplage fort, près de 1, on s'attend à ce que les séismes se produisent régulièrement et/ou qu'ils soient de forte magnitude parce qu'il y a beaucoup d'énergie à relâcher. Une valeur de couplage égale à 0 signifie que la vitesse de déplacement mesurée ( $V_{\text{surface}}$ ) est égale à la vitesse de convergence des blocs. Dans ce cas, l'interface est en glissement stable, il n'y a pas de friction. Avec un couplage faible proche de 0, il faudra beaucoup de temps au milieu pour accumuler suffisamment d'énergie pour rompre ou glisser sous forme de rupture sismique.

Pour déterminer le couplage, il faut mesurer la vitesse de déplacement en surface dans notre zone d'étude à l'aide des stations GNSS. A partir de la série temporelle de positionnement, il est facile de calculer la vitesse moyenne entre 2 glissements. Typiquement, le couplage se calcule sur la période de temps entre 2 séismes. Dans notre cas, il n'y a pas de séisme dans la zone de Guerrero, on va donc calculer le **couplage « inter-SSE » à court terme**, c'est-à-dire entre 2 SSE successifs. C'est le couplage court-terme comme le montre la figure 3-18. Il se trouve que les vitesses inter-SSE à Guerrero sont toutes identiques, le chargement est régulier entre les glissements.

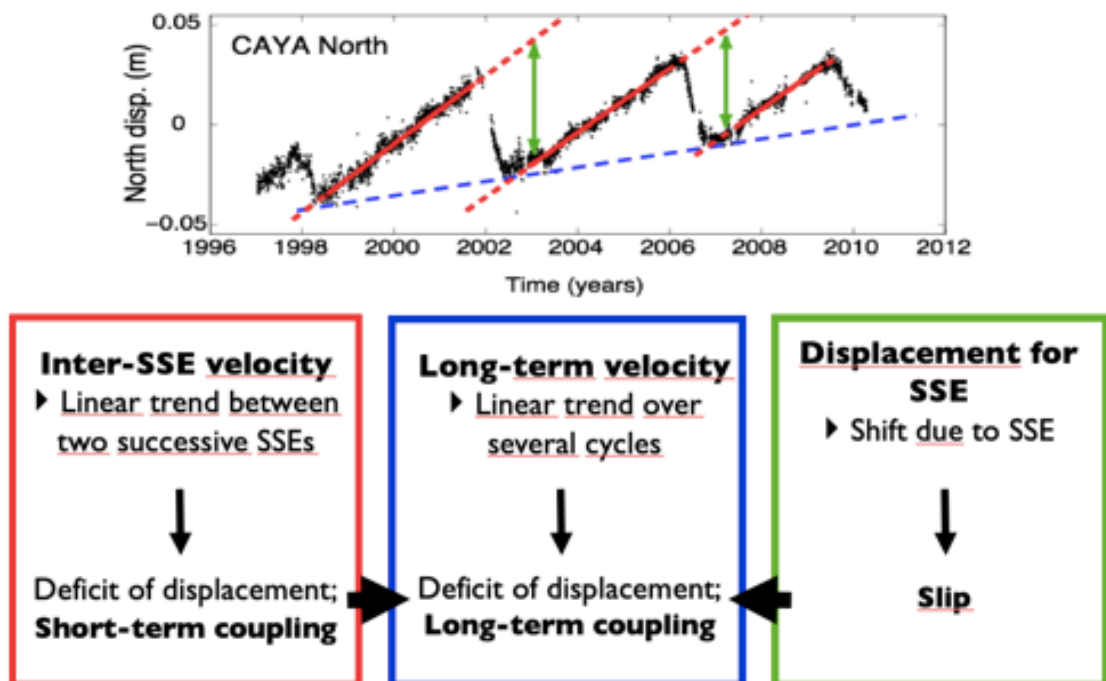


Figure 3-18 : en haut, la série temporelle de déplacement N-S pour la station CAYA, avec les étapes successives de chargement inter-SSE (rouge) et de SSE (déplacement en vert). Le trait en bleu est la somme des cycles de SSE et montre la tendance du déplacement à long terme.

Si l'on regarde bien la série temporelle de positionnement de la figure ci-dessus, on peut voir que malgré des SSE réguliers qui relâchent les contraintes, la position ne revient pas à une valeur initiale de référence. Il y a une dérive de cette position dans le temps que l'on détermine en sommant les cycles successifs de SSE. Cette tendance représentant le déficit de glissement caractérise le **couplage à long terme**.

Le couplage à court terme est de fait plus élevé que celui à long terme puisque les SSE permettent de relâcher en grande partie l'énergie accumulée sous forme de glissement asismique. Le couplage à long terme est important et nous ne savons pas vers quel phénomène il conduira : aurons-nous un jour un séisme dans la zone de Guerrero ou aurons-nous un très gros glissement asismique de type SSE ? Il est difficile de comprendre et de discriminer la façon dont se font ces 2 couplages.

La première étape consiste à les étudier pour définir leurs caractéristiques. Sur la figure 3-19, Radiguet et al. (2016) ont représenté les vitesses à court terme (en bleu) et les vitesses à long terme (rouge) sur les 3 composantes pour l'ensemble des stations GNSS. Elles sont réparties en 3 groupes : les stations le long de la côte placées d'Ouest en Est (gauche), les stations le long d'un profil perpendiculaire à la fosse depuis la côte dans la région d'Oaxaca (milieu) et les stations le long d'un profil perpendiculaire à la fosse depuis la côte dans la région de Guerrero (droite).

Dans le premier quadrant, les stations qui sont aux extrémités Ouest et Est sont en dehors de la zone affectée par les glissements lents. A l'Ouest, nous notons que les vitesses à court et long terme sont les mêmes sur toutes les composantes : il n'y a pas de déformations transitoires observées. A l'Est de ce profil, seules les vitesses à court terme sont disponibles car les stations GNSS ont été installées récemment et les séries temporelles sont trop courtes.

Quant au profil perpendiculaire à la fosse dans la région de Guerrero, nous voyons clairement que les différences de ces vitesses sont grandes près de la côte, là où se produisent les SSE, et qu'au-delà de Mexico (station UNIP), il n'y a plus de SSE observés et donc les 2 vitesses sont identiques. Nous sommes dans ce cas à plusieurs centaines de km de la côte, loin de la zone de glissement identifiée dans Guerrero.

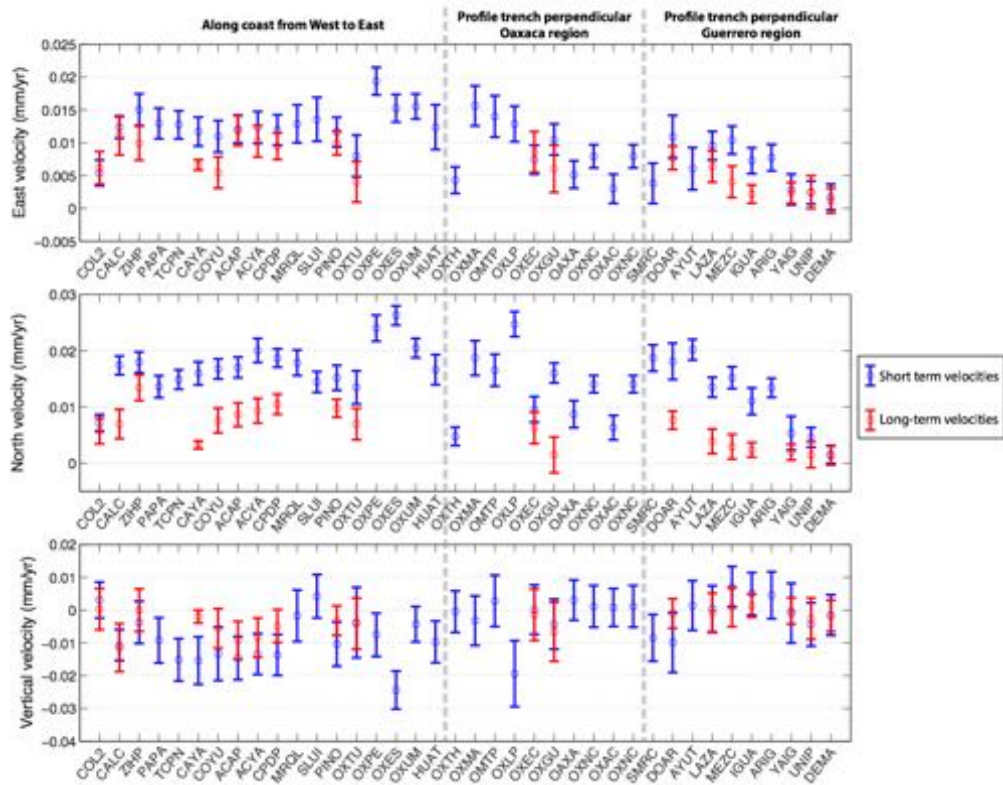


Figure 3-19 : vitesses à court terme (bleu) et à long terme (rouge) pour les stations GNSS suivant les 3 composantes E-W (haut), N-S (milieu) et vertical (bas). Les stations sont réparties en 3 groupes : le long de la côte parallèlement à la fosse (gauche), le long d'un profil perpendiculaire à la fosse depuis la côte dans la région d'Oaxaca (milieu) et le long d'un profil perpendiculaire à la fosse depuis la côte dans la région de Guerrero (droite). Supplementary materials de Radiguet et al. (2016).

## 5.2. Le couplage inter-SSE à court terme

Les travaux de Radiguet (2011, 2012) et de Rousset (2015, 2016) ont permis de caractériser le couplage à court terme entre les glissements lents, ils disposaient suivant les cas de 1 à 3 cycles complets pour déterminer les vitesses inter-SSE.

Sur la figure 3-20, le couplage à court terme dans la zone de Guerrero a été déterminé sur 2 cycles complets par Radiguet et al. (2012), entre les SSE de 2001-2002 et 2009-2010. Nous constatons que le couplage est très fort dans la zone sismogénique située entre 20 et 40 km de profondeur. En deçà de 40 km, l'interface présente une rampe quasi horizontale pour laquelle le couplage est relativement faible, au niveau de la zone de transition. Ces résultats ont été affinés et repris par Radiguet et al. (2016) comme le montre la figure 3-22b.

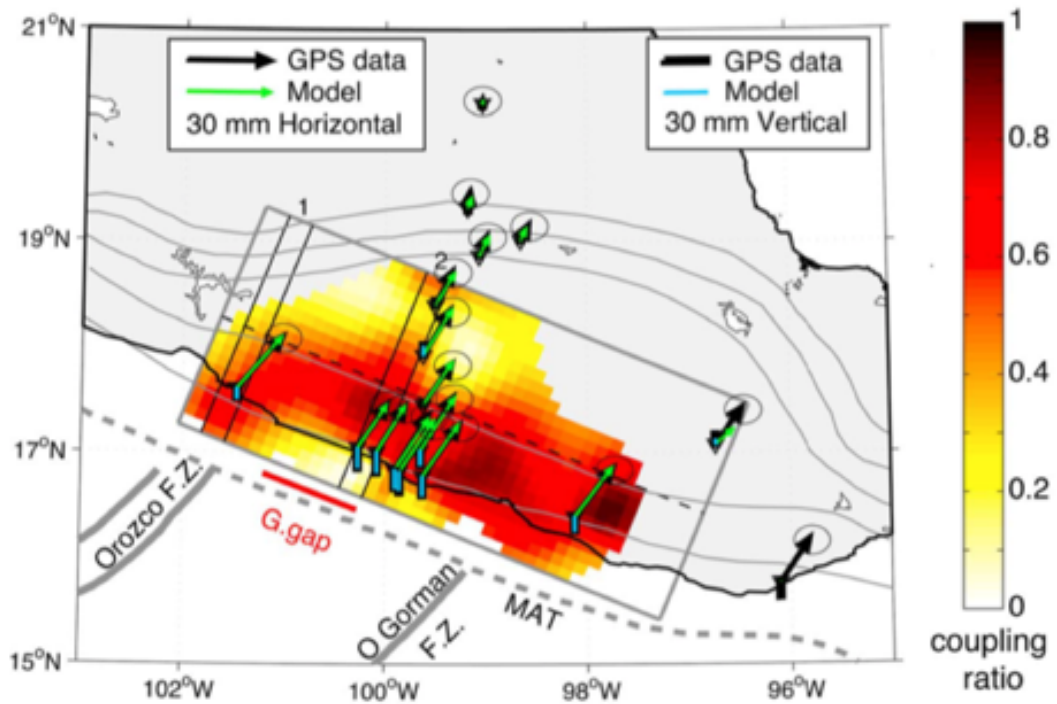


Figure 3-20 : carte de couplage inter-SSE d'après les vitesses déterminées entre les SSE de 2001-2002 et 2009-2010, soit 2 cycles complets. Les vecteurs noirs représentent les mesures GNSS et les flèches de couleur sont les résultats du modèle (Radiquet et al. 2012).

Les résultats sur le couplage inter-SSE à court terme de Rousset et al. (2015) pour les zones de Guerrero et Oaxaca ont été repris dans une publication de Graham et al. (2016). Sur la figure 3-21, nous voyons la superposition de différentes données : en haut, les contours pour les différents SSE observés (bleu foncé) et les contours des zones de ruptures pour les séismes historiques (bleu turquoise) ; au milieu, le glissement cumulé pour 2 cycles complets à Guerrero (2002-2010) et 5 cycles complets à Oaxaca (2002-2011) ; en bas, le couplage inter-SSE publié par Rousset et al. (2016).



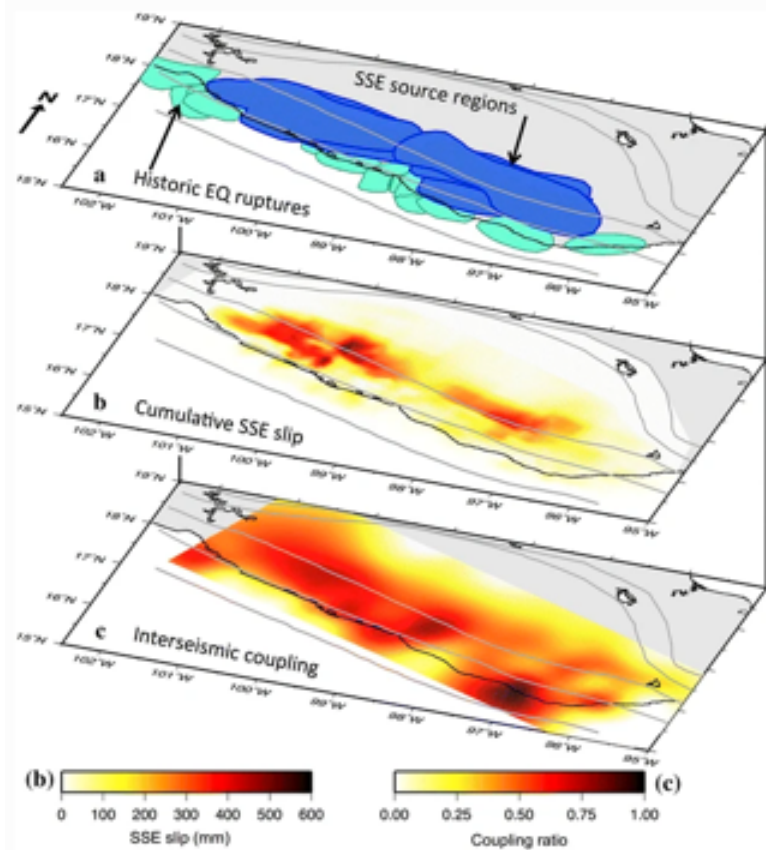


Figure 3-21 : caractérisation du couplage inter-SSE court terme à Guerrero et Oaxaca (Graham et al. 2016); a) contours des SSE de Guerrero et Oaxaca de 2002 à 2011 (bleu foncé) et contours des zones de rupture des séismes historiques (bleu turquoise); b) glissement cumulé sur 2 cycles complets de SSE à Guerrero (2002-2010) et sur 5 cycles complets de SSE à Oaxaca (2002-2011); c) couplage inter-SSE court terme d'après Rousset et al. (2016).

### 5.3. Le couplage à long terme

Nous avons vu en début de section que les vitesses à long terme étaient ce qu'il restait une fois que les pentes inter-SSE et les déplacements dus aux SSE étaient retirés des séries temporelles de positionnement. Nous retrouvons cette définition sur la figure 3-22a extraite de Radiguet et al. (2016). C'est à partir de la vitesse de déplacement à long terme et du déficit de glissement qu'elle décrit que le couplage à long terme peut être caractérisé.

Sur la figure 3-22b, nous avons une solution affinée du couplage inter-SSE à court terme pour la zone de Guerrero déjà présenté en figure 3-21. Sur la figure 3-22c, nous avons la carte pour le couplage à long terme. Les contours bleus sont pour les zones de rupture des séismes historiques et le contour vert délimite le glissement de 2014.

La juxtaposition des deux cartes de couplage à court et long terme est intéressante car elle permet de comprendre le comportement des zones à deux échelles de temps différentes. Dans le gap sismique de Guerrero, la zone est fortement couplée à court terme, comme le reste du plan de subduction tout au long de la côte mexicaine mais à l'exception de la région entre la côte et la fosse au niveau du gap. Sur la carte du couplage à long terme, nous voyons que toute la zone de Guerrero où se produisent les séismes lents (contour du SSE de 2014 en vert) est faiblement couplée. Notons que des tests ont été faits avec une géométrie du plan de subduction sans rampe et que les résultats sont identiques.

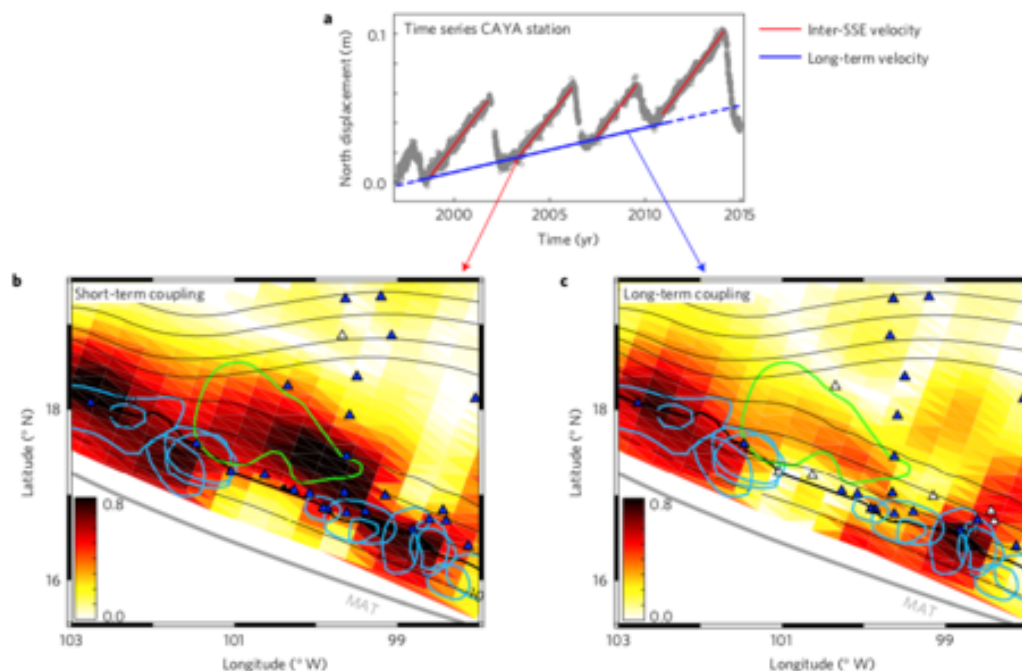


Figure 3-22 : couplage du plan de subduction à Guerrero sur différentes échelles de temps d'après Radiguet, Perfettini, Cotte et al. (2016) avec en a) la définition des vitesses inter-SSE (rouge) et long terme (bleu) ; b) la carte de couplage inter-SSE à court terme et c) la carte de couplage à long terme. Les contours bleus sont pour les séismes historiques et le contour vert délimite la zone de glissement pour le SSE de 2014. Les triangles bleus sont les stations GNSS utilisées pour cette étude.

Cela montre que les glissements lors des SSE déchargent progressivement la zone de Guerrero. Ceci a pour conséquence de retarder l'occurrence d'un prochain gros séisme dans cette région. Ces résultats peuvent être traduits en termes de déficit de glissement.

#### 5.4. Le déficit de glissement

Le déficit de glissement sert directement à déterminer le couplage d'une zone, comme nous l'avons vu. Or, la valeur du couplage seule, sans les vitesses de convergence, ne permet pas de quantifier et visualiser un potentiel glissement qui pourrait être libéré par la sismicité. C'est pourquoi nous revenons sur cette définition de déficit, afin d'établir un bilan quantitatif.

Une fois que l'on connaît les vitesses de convergence données par les modèles de tectonique (e.g. DeMets et al. 2010), les vitesses inter-SSE et les glissements des SSE, donc les vitesses à long terme, il est donc possible de déterminer le déficit de glissement. Ce déficit de glissement caractérise les zones qui sont « bloquées » et qui n'ont pas encore relâché, sous forme de glissement rapide (rupture et séisme) ou lent (SSE), l'énergie accumulée par la convergence des plaques. On établit ainsi des cartes de couplage, comme nous l'avons vu précédemment. Une autre façon de procéder est d'établir des cartes de déficit de glissement, les zones ayant un grand déficit sont les zones pour lesquelles on s'attend à une rupture. Cela donne une idée plus précise du glissement attendu et donc de la magnitude du prochain séisme possible.

Radiguet et al. (2012) ont utilisé 12 années de données GNSS pour calculer le déficit de glissement. Sur la figure 3-23, une carte pour la zone de Guerrero montre que dans la lacune sismique le déficit sur 12 ans est faible, entre 0 et 10 cm. Les auteurs étaient arrivés à la

conclusion que près de 75% de l'énergie était relâchée lors des SSE. Nous aurions 100% si après un glissement de type SSE la station GNSS retrouvait la position initiale qu'elle avait au début de la période inter-SSE de chargement. Par ailleurs, dans les zones qui connaissent régulièrement de forts séismes le long de la côte, le déficit de glissement atteint 50 cm, ce qui laisse présager la maturation de futurs séismes.

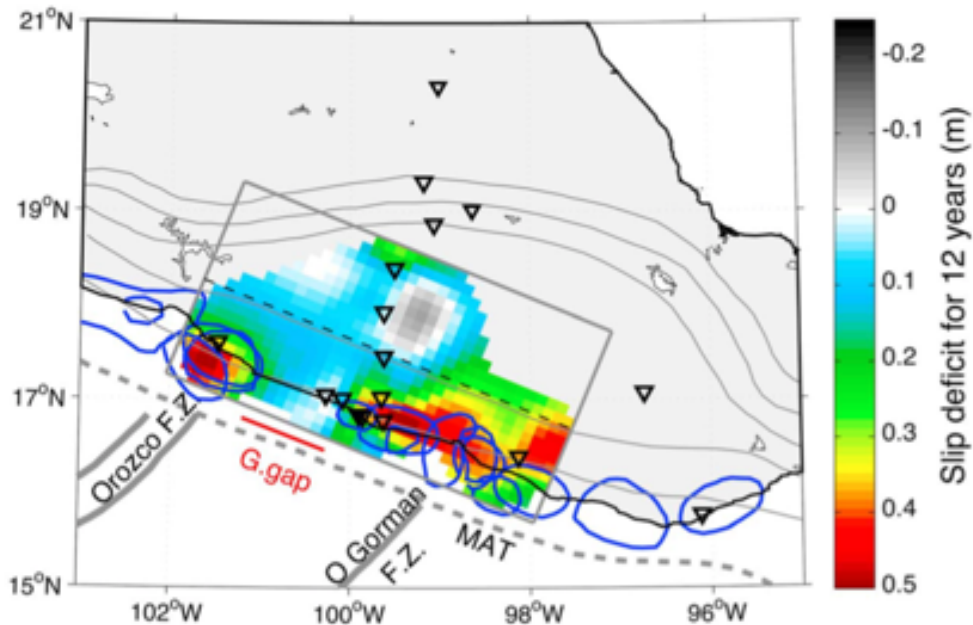


Figure 3-23 : carte du déficit de glissement calculée sur 12 ans (1998-2010). Le déficit de glissement dans la lacune sismique de Guerrero (G.gap) est environ le quart de celui des régions avoisinantes, d'après Radiguet et al. (2012).

De la même façon, Graham et al. (2016) sont partis des études des 2 cycles de SEE à Guerrero et des 5 cycles de SSE à Oaxaca pour proposer une carte de déficit de glissement sur l'étendue de ces deux zones. Sur la Figure 3-24, nous retrouvons des résultats similaires à ceux de Radiguet et al. (2012) où dans la lacune sismique de Guerrero le déficit est de l'ordre de 0-10 cm alors qu'il peut atteindre 30-40 cm le long de la côte à Guerrero.

Le même cas de figure se présente pour la zone d'Oaxaca où l'on observe un déficit de la même amplitude qu'à Guerrero. En revanche, une zone présente un très fort déficit de glissement d'environ 60 cm sur la côte, à l'endroit où un séisme de  $M_w=7.7$  s'était produit en 1978. Et c'est précisément dans cette zone que s'est produit le séisme de Pinotepa de  $M_w=7.2$  le 16 février 2018... ces cartes de déficit de glissement peuvent donc être de bons moyens pour anticiper les prochains gros séismes de façon un peu plus quantitative que les cartes de couplage.

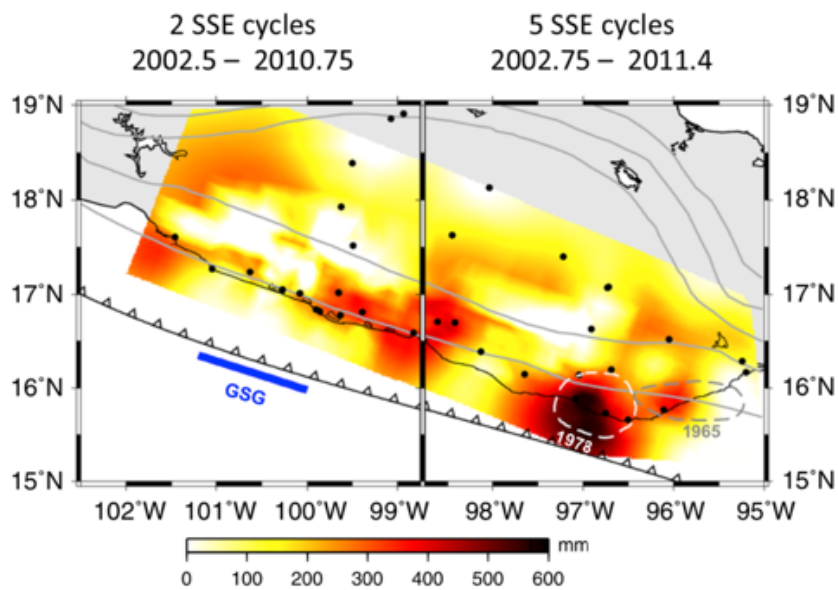


Figure 3-24 : carte du déficit de glissement pour les régions de Guerrero et Oaxaca. Dans les zones où se produisent des SSE, le déficit est faible. Il est important le long de la côte où se produisent de forts séismes, en particulier le déficit atteint environ 60 cm dans la zone où en 1978 un séisme de  $M_w=7.7$  s'était produit, d'après Graham et al. (2016).

## 6. Lien avec la sismicité

Le Mexique est un pays très sismique et outre les gros séismes qui se produisent le long de la zone de subduction, de nombreux séismes crustaux plus petits sont également enregistrés. Certains de ces séismes engendrent des déformations de surface que nous relevons avec les stations GNSS. Pour autant, leur propriété physique n'est pas en lien direct avec les séismes lents que nous observons avec les données GNSS. Je ne parlerai donc pas ici de la sismicité locale intraplaque, je n'exposerai que 4 types d'événements sismiques particuliers en lien avec nos observations GNSS.

### 6.1. Les trémors non-volcaniques

Les séismes lents sont généralement accompagnés d'une activité sismique particulière, sous forme de signaux détectables essentiellement dans la gamme 1-5 Hz. Leur activité serait générée par des écoulements fluides ou par la rupture de petites aspérités fragiles dans un milieu en creep. On les appelle « trémors non-volcaniques » (NVT) pour leur analogie avec les trémors observés sur les volcans, ou encore « trémors tectoniques ».

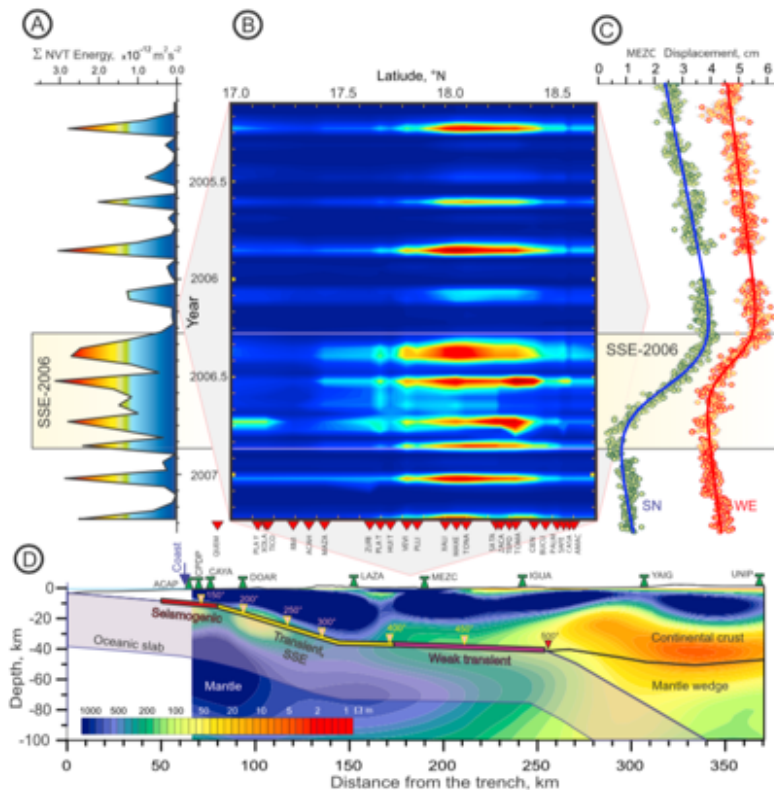


Figure 3-25 : observations spatiales et temporelles des trémors non-volcaniques (NVT). (A) Distribution temporelle de l'activité des NVT. (B) Spectrogramme pour la distribution spatio-temporelle des NVT. Les triangles rouges localisent les stations sismiques. (C) Série temporelle de positionnement de la station GNSS MEZC (composantes Nord-Sud et Est-Ouest). (D) Modèle de la subduction de la plaque des Cocos et Nord-Américaine avec localisation des stations GNSS en surface. L'image de fond est un modèle de résistivité électrique (Kostoglodov et al., 2010).

Pour illustrer l'activité de NVT en lien avec les SSE, nous présentons en figure 3-25 les résultats de Kostoglodov et al. (2010) qui portent sur notre zone d'étude au Mexique. Sur la figure 3-25D, la géométrie du plan de subduction (déjà largement discutée par ailleurs dans ce manuscrit) est représentée avec un modèle de résistivité électrique (les zones de faible résistivité correspondent aux zones riches en fluides). Les stations GNSS sont localisées à la surface et la série temporelle de positionnement pour la station MEZC (composantes Nord-Sud et Est-Ouest) est présentée en figure 3-25C. Un spectrogramme de l'activité sismique entre 1 et 5 Hz est montré en figure 3-25B pour l'ensemble des stations sismologiques du profil utilisé et représentées par des triangles rouges. Une projection de ce spectrogramme est faite en figure 3-25A pour montrer la distribution temporelle de l'activité des NVT.

Nous voyons sur cet exemple que l'activité de NVT augmente lorsqu'un glissement lent se produit, comme c'est le cas entre avril et novembre 2006, ce que nous voyons sur la figure 3-25C. C'est sur les stations sismologiques situées entre 170 et 260 km de la fosse qu'ils sont enregistrés. Sur le plan de subduction, les NVT sont localisés dans la partie inférieure de la zone de transition, sur la rampe quasi-horizontale. Quant aux SSE, leur source est plus superficielle sur le plan de subduction, même si leur signature s'étend à plusieurs centaines de kilomètres à la surface. Les sources des NVT et SSE sont physiquement séparées, pourtant leur activité semble être en partie corrélée. Shelly et al. (2007) proposent que bien ces événements soient différents et distincts, ils pourraient être liés à un processus commun.

Nous verrons plus loin (section 6.3) un autre exemple de lien entre les SSE et les trémors dans une étude réalisée par Dimitri Zigone.

## 6.2. Les séismes déclenchés par les SSE

Nous avons vu précédemment que des SSE se produisaient à intervalle régulier dans la zone de Guerrero, environ tous les 4 ans comme nous le voyons sur la figure 3-26b, sans qu'aucune sismicité ne soit associée. Le SSE de 2014 a montré des caractéristiques différentes par rapport à ses prédécesseurs : alors que le glissement s'est initié en février 2014, le séisme de Papanao ( $M_w=7.3$ ) du 18 avril 2014 a rompu à l'Ouest de la lacune sismique de Guerrero, suivi de deux répliques les 8 mai ( $M_w=6.4$ ) et 10 mai ( $M_w=6.0$ ). La localisation des épicentres est reportée sur la figure 3-26a. Nous voyons clairement la signature des deux phénomènes sur la figure 3-26c pour la composante Nord pour 4 des stations GNSS.

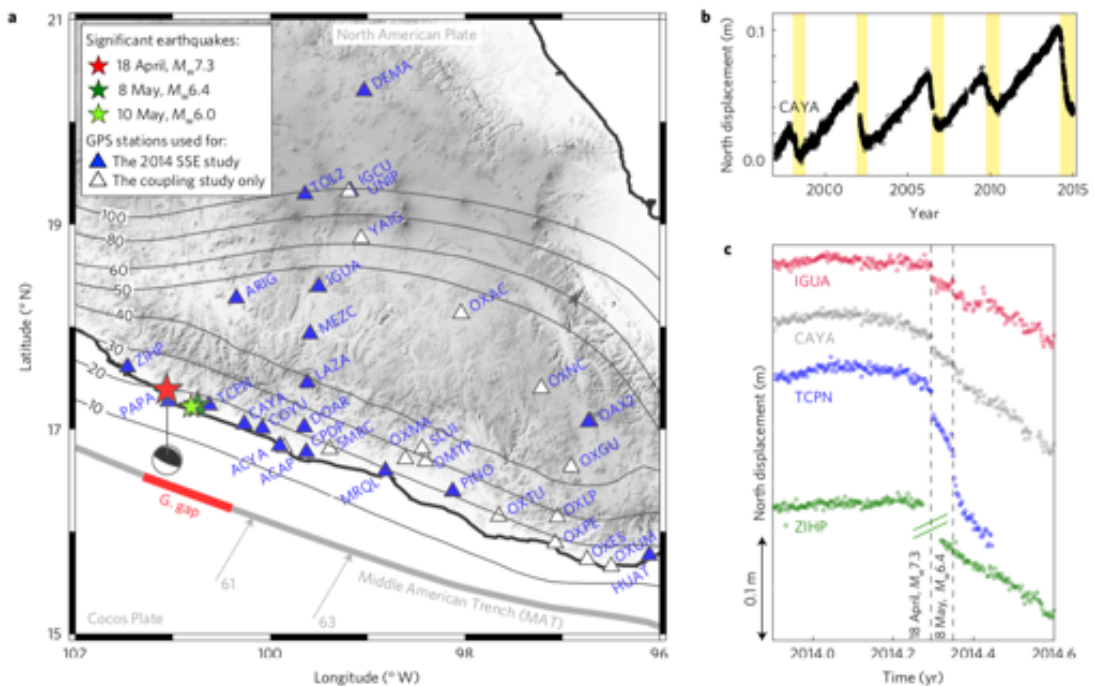


Figure 3-26 : a) carte de la zone de Guerrero avec l'emplacement des stations GNSS (triangles bleus) et des épicentres du séisme de Papanao ( $M_w=7.3$ ) du 18 avril 2014 et de ses 2 répliques des 8 et 10 mai ( $M_w=6.4$  et  $6.0$ ). Les séries temporelles montrent en b) la régularité des SSE dans cette zone et en c) la composante Nord-Sud pour 4 des stations avec en pointillé le séisme de Papanao et sa réplique du 8 mai. La série pour ZIHP a été tronquée pour une plus grande lisibilité (saut co-sismique de plus de 10 cm sur N-S). D'après Radiguet, Perfettini, Cotte et al. (2016).

Si l'on reporte ces observations sur le modèle 3D qui décrit le plan de subduction, nous pouvons localiser les différents processus de glissement - asismique ou non - et mieux comprendre les conditions dans lesquelles il se produisent. Sur la figure 3-27, c'est ce qu'ont fait Radiguet, Perfettini, Cotte et al. (2016) : les zones de glissement pour les séismes sont représentées en rouge et les zones de glissement pour les SSE (contours à 10 cm de glissement pour les SSE de 2001-2002, 2006 et 2009-2010, contour à 15 cm de glissement pour le SSE de 2014) sont représentées en bleu. Dans le premier cas, les ruptures sismiques se sont produites entre 5 et 30 km de profondeur sur le plan de subduction. Quant aux glissements lents, ils sont contraints dans la partie haute de la zone de transition, entre 20 et 40 km de profondeur.

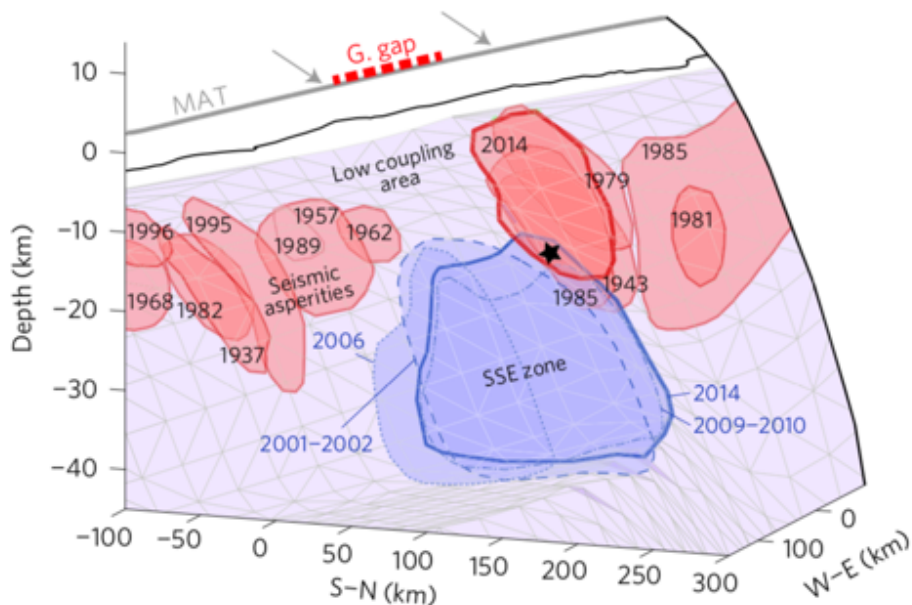


Figure 3-27 : localisation des zones de glissements sur le plan de subduction modélisé par une interface en 3D. Les contours de rupture figurent en rouge pour les séismes et les contours de glissements asismiques liés aux SSE figurent en bleu (Radiquet, Perfettini, Cotte et al., 2016).

La représentation de ces contours sur l'interface 3D qui modélise le plan de subduction permet de bien visualiser à quel niveau se produisent les glissements et les possibles interactions entre les séismes « classiques » et les séismes lents (SSE). Notamment, dans le cas de 2014, il y a une connexion physique claire entre les 2 processus qui tend à montrer la causalité des événements. Un transfert de contraintes vers les bords de la zone de glissement du SSE est à l'origine du déclenchement du séisme de Papanoa dont l'épicentre se trouve dans la zone du SSE. La rupture se propage vers la surface et vers l'Ouest, dans la zone sismogénique où l'on suppose l'existence d'aspérités à l'origine de fortes frictions.

Nous avons vu la causalité entre un SSE et un séisme. Pour pouvoir étudier l'un ou autre de ces glissements asismiques, il faut arriver à séparer les signatures de ces deux événements sur les séries temporelles de positionnement. Toute la difficulté réside dans la distinction à faire entre la phase post-sismique du séisme de Papanoa du 18 avril et le glissement du SSE qui a duré de février à décembre 2014, les deux événements se superposent dans l'espace et le temps. C'est le travail réalisé par Adriano Gualandi qui a développé une analyse en composante indépendante (ICA), méthode dont nous avons parlé dans le chapitre 2, pour déterminer la distribution spatio-temporelle du glissement et pour séparer les sources de signal différentes et indépendantes les unes des autres. Cette méthode a même été enrichie pour pouvoir intégrer des séries temporelles présentant des trous dans les données, comme le décrivent Gualandi et al. (2017).

Grâce à cette décomposition, nous pouvons obtenir d'un côté la phase post-sismique et de l'autre l'intégralité du SSE, pour peu que cela ait un sens de séparer les 2 phénomènes qui sont intimement liés. A partir de là, il est possible de procéder à l'inversion des deux séries temporelles reconstruites pour modéliser le glissement spatio-temporel pour chacun des phénomènes de glissement.

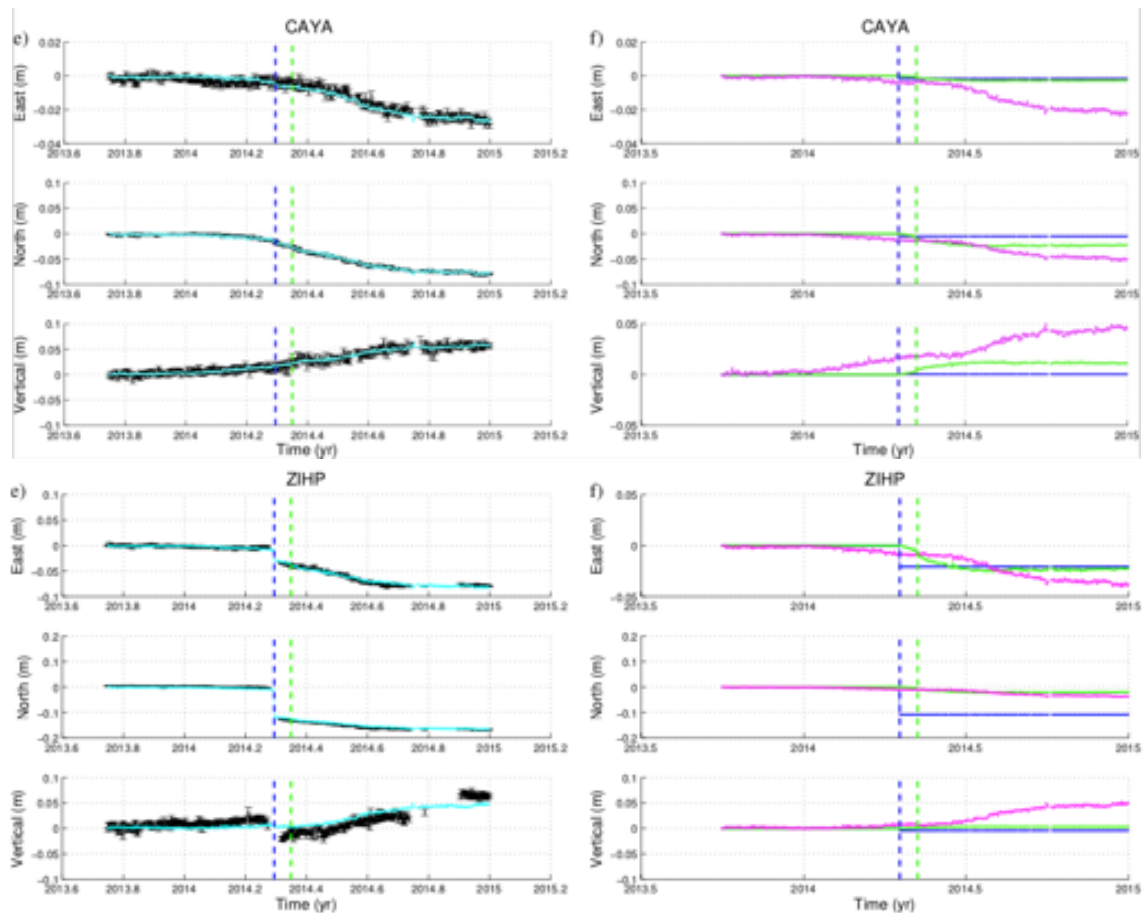


Figure 3-28 : A gauche, les séries temporelles de positionnement pour les stations GNSS CAYA (haut) et ZIHP (bas). Les séries en noir sont les données brutes corrigées de la pente inter-SSE et les séries en cyan sont celles reconstruites à partir des modèles après la décomposition ICA. A droite, les contributions relatives au modèle final, avec en bleu le co-sismique, en vert le post-sismique et en magenta le déplacement lié au SSE. D'après Gualandi et al. (2017, matériel supplémentaire).

Gualandi et al. (2017) ont publié les séries temporelles pour l'ensemble des stations GNSS disponibles pour cette étude. Sur la figure 3-28, nous montrons les résultats pour les sites CAYA et ZIHP. A gauche nous avons les séries d'origine corrigées de la pente inter-SSE (noir) et les séries après reconstruction des modèles co- et post-sismiques (cyan). Nous voyons la très bonne corrélation entre les données et les résultats des modèles. A droite de la figure 3-28, les contributions relatives après la décomposition ICA sont représentées : en bleu le co-sismique, en vert le post-sismique et en magenta le déplacement. Nous renvoyons le lecteur au matériel supplémentaire de la publication de Gualandi et al. (2017) pour avoir l'ensemble des séries pour toutes les stations.

Il est donc possible avec cette méthode de séparer les sources de glissement - glissement post-sismique et glissement lié au séisme lent - dont les signatures se superposent dans les séries temporelles de positionnement.

Sur la figure 3-29a, les séries temporelles de position (composante Nord-Sud) sont montrées en noir pour les 5 stations les plus proches du séisme. Les points rouges représentent la déformation post-sismique issue de la méthode ICA. Sur la figure 3-29b, nous avons la distribution temporelle post-sismique  $V$  et sur la figure 3-29c nous avons la distribution



spatiale post-sismique  $U$ . La série temporelle est l'expression  $X$  telle que  $X \cong USV^T$ , où  $S$  est une matrice diagonale de pondération.

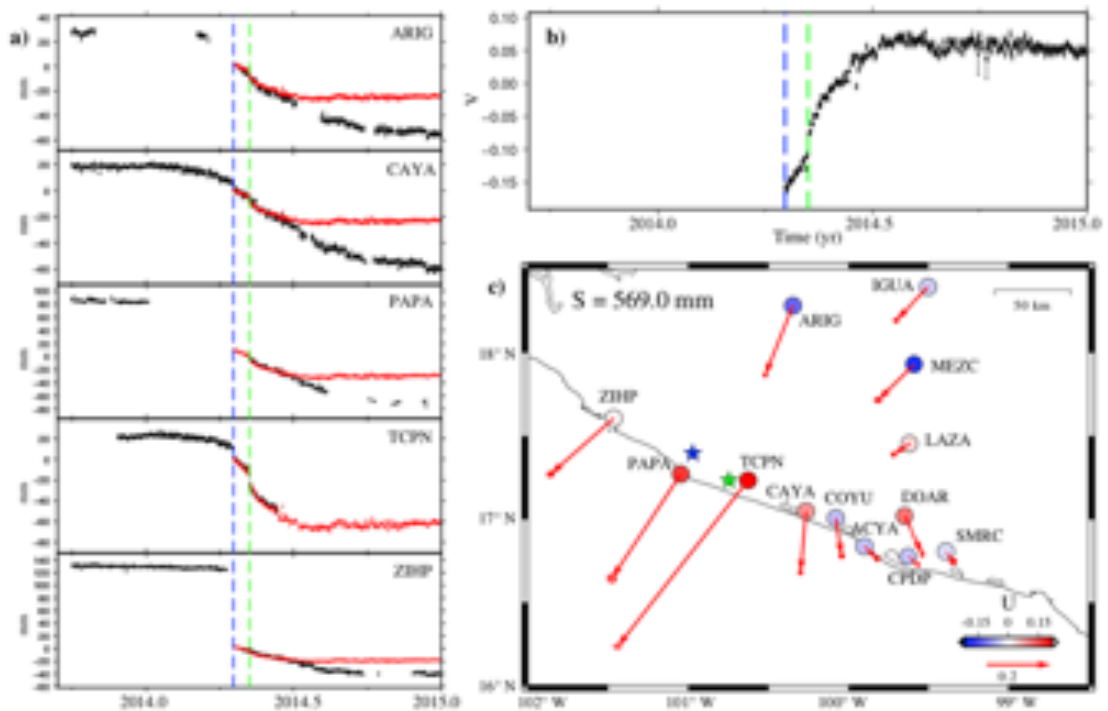


Figure 3-29 : a) séries temporelles de positionnement (composante Nord-Sud) pour les 5 stations ayant le plus grand déplacement co-sismique. En noir : séries corrigées de la vitesse inter-SSE, en rouge : phase post-sismique déterminée avec l'ICA, lignes bleue et verte : séisme de Papanoa (18 avril 2014) et réplique principale (8 mai 2014) ; b) évolution temporelle post-sismique  $V$  déterminée avec l'ICA ; c) distribution spatiale post-sismique  $U$  déterminée avec l'ICA, la composante horizontale est représentée par des flèches rouges et la composante verticale par des disques de couleur. Les étoiles bleue et verte sont respectivement le choc principal du séisme de Papanoa (18 avril 2014) et sa plus grosse réplique (8 mai 2014), d'après Gualandi et al. (2017).

La méthode ICA appliquée aux données GPS et implémentée par A. Gualandi nous a donc permis de séparer sur nos séries temporelles de positionnement les effets dus à la relaxation post-sismique (les sauts co-sismiques étant faciles à déterminer) de ceux liés au SSE qui s'est initié avant le séisme de Papanoa. Il est intéressant de voir sur la figure 3-29a que le temps de la relaxation post-sismique dure environ 3 mois et qu'il est bien plus court que la durée totale du SSE qui est de 10 mois environ. La séparation des deux événements de glissement a permis ensuite de procéder à l'inversion du SSE 2014 (stage de M2 ENSTA de T. Lhomme en 2015 et publication de Radiguet et al. (2016)).

### 6.3. Les SSE déclenchés par les séismes

Nous venons de voir comment un SSE pouvait déclencher un séisme. Nous avons également vu en section 4.2 comment des contraintes relâchées par un SSE, par la propagation du glissement dans la zone de Guerrero, pouvaient être transférées dans la zone voisine d'Oaxaca.

Dans cette partie, nous présentons un aspect des travaux de D. Zigone qui relie le séisme de Maule au Chili (27 février 2010,  $M_w=8.8$ ) à la zone de Guerrero au Mexique. Sur la figure 3-30, le trajet parcouru par les ondes sismiques entre l'épicentre et le Mexique, en milieu océanique sur une distance d'environ 6600km, est représenté sur la carte à gauche. Sur le graphe à droite, nous voyons l'activité sismique, représentée par son énergie entre 2 et 8Hz, qui s'accroît instantanément à la date du séisme et qui dure plusieurs jours après le séisme.

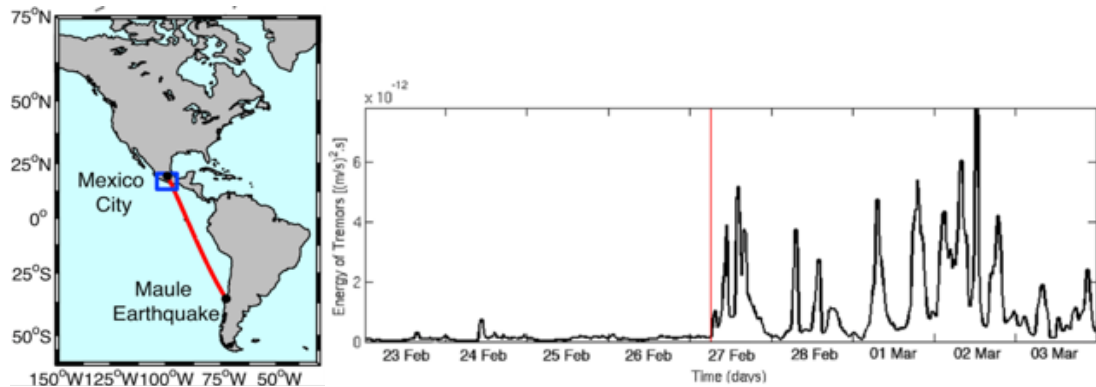


Figure 3-30 : à gauche, carte qui montre le trajet des ondes sismiques en milieu océanique entre le séisme de Maule au Chili (27 février 2010,  $M_w=8.8$ ). A droite, représentation de l'énergie de l'activité sismique entre 2 et 8Hz pour la station sismologique courte période ATLI. D'après Zigone et al. (2012).

L'activité sismique ainsi enregistrée pendant plusieurs jours est liée aux tremors non-volcaniques (NVT) et elle est déclenchée par le passage des ondes du séisme de Maule. Sur la figure 3-31a, les traces sismiques pour la station courte période ATLI (zone de Guerrero) et la station large-bande UNM (Mexico) sont montrées. La station ATLI est localisée dans la zone de NVT décrite notamment par Payero et al. (2008), Kostoglodov et al. (2010) et Husker et al. (2010). En magenta et rouge de la figure 3-31a, l'enveloppe brute et filtrée pour ATLI est représentée et l'on voit clairement la corrélation entre les ondes S et les ondes de surface (Love et Rayleigh) avec l'activité de tremors.

Sur les spectrogrammes filtrés passe-bas entre 0 et 0.08Hz pour ATLI et montrés sur les figures 3-31c et 3-31d, nous voyons une activité sismique forte et synchronisée avec le passage des ondes de surface (contours blancs) enregistrées par UNM. Le contenu fréquentiel de cette activité est même directement lié à la fréquence des ondes de surface. Nous voyons nettement sur le spectrogramme le caractère dispersif des ondes de surface et il est remarquable de pouvoir enregistrer une activité sismique de tremors directement corrélée au phénomène ondulatoire lié à la propagation des ondes de surface d'un télé-séisme.

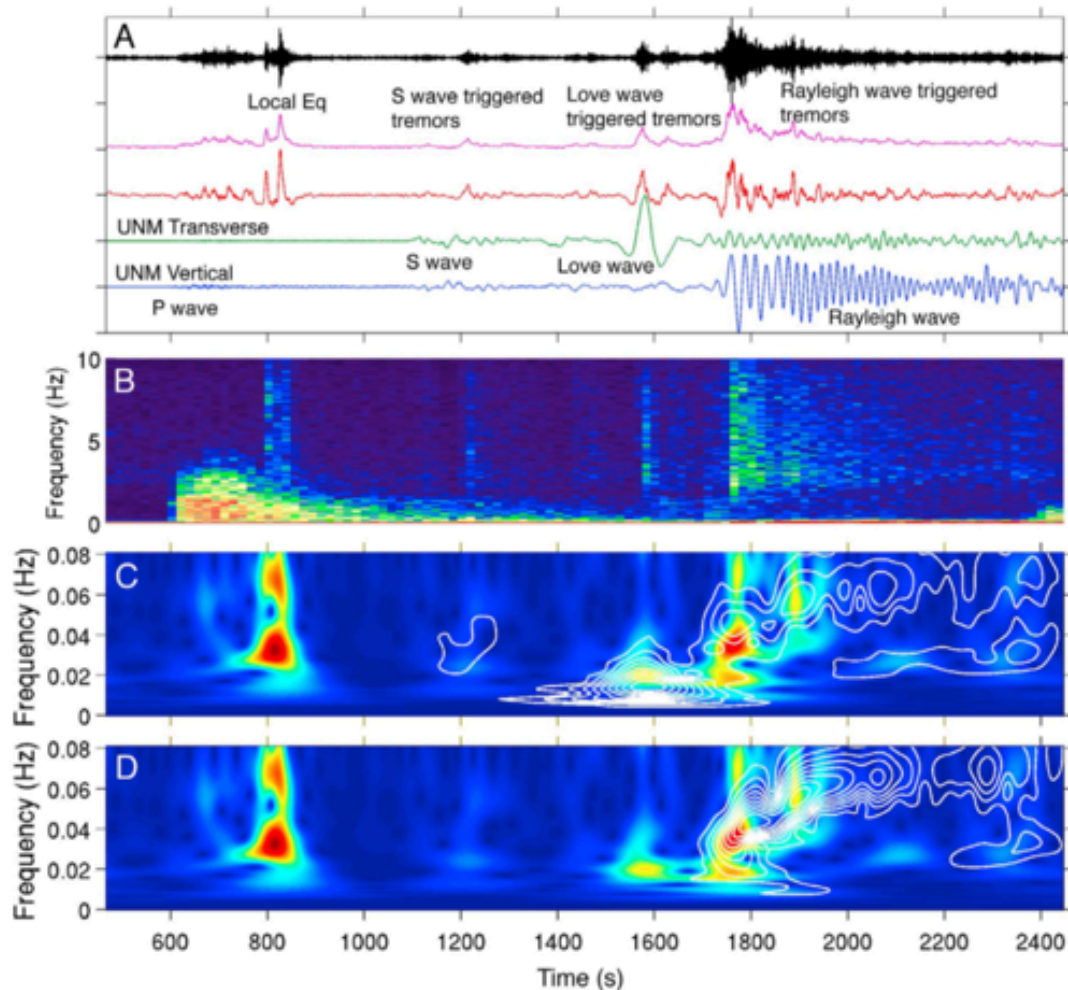


Figure 3-31 : a) traces sismiques du séisme de Maule enregistré par la station courte-période ATLI (noir) et la station large-bande UNM (vert et bleu). L'enveloppe pour ATLI est représentée en magenta et la trace rouge représente l'enveloppe filtrée en passe-haut ; b) spectrogramme entre 0 et 10Hz des données enregistrées à ATLI ; en c) et d), le spectrogramme a été filtré en passe-bas respectivement pour les composantes transverse et verticale ; les contours blancs représentent les spectrogrammes pour UNM. La dispersion du signal apparaît clairement sur les graphes c et d (Zigone et al., 2012).

Dans nos études, nous avons pu mettre en lumière le fait que le séisme de Maule au Chili (27 février 2010) a pu déclencher des phénomènes géophysiques dans la zone de Guerrero située à près de 6600 km de distance. Zigone et al. (2012) ont montré comment il avait déclenché une période d'activité sismique de plusieurs jours sous forme de trémors non-volcaniques. Ils ont également montré que les trémors avaient la même signature fréquentielle que celle des ondes de surface lors de leur passage dans Guerrero, avec un caractère dispersif qui ressort très nettement.

Par ailleurs, si le séisme de Maule a déclenché une activité sismique, nous prétendons également qu'il a pu déclencher un SSE. En effet, le début du glissement du 2<sup>ème</sup> sous-événement de Guerrero en 2010, qui fait suite à celui de 2009 comme nous l'avons décrit en section 4.2, est synchrone au séisme. La propagation des ondes de surface de relativement basse fréquence a pu jouer comme déclencheur de glissement dans une zone mature où les contraintes accumulées, notamment en partie par le transfert suite au 1<sup>er</sup> sous-événement

de Guerrero, étaient prêtes à relâcher. La figure 3-32 montre la juxtaposition des SSE de Guerrero en 2009 et en 2010 consécutivement au séisme de Maule.

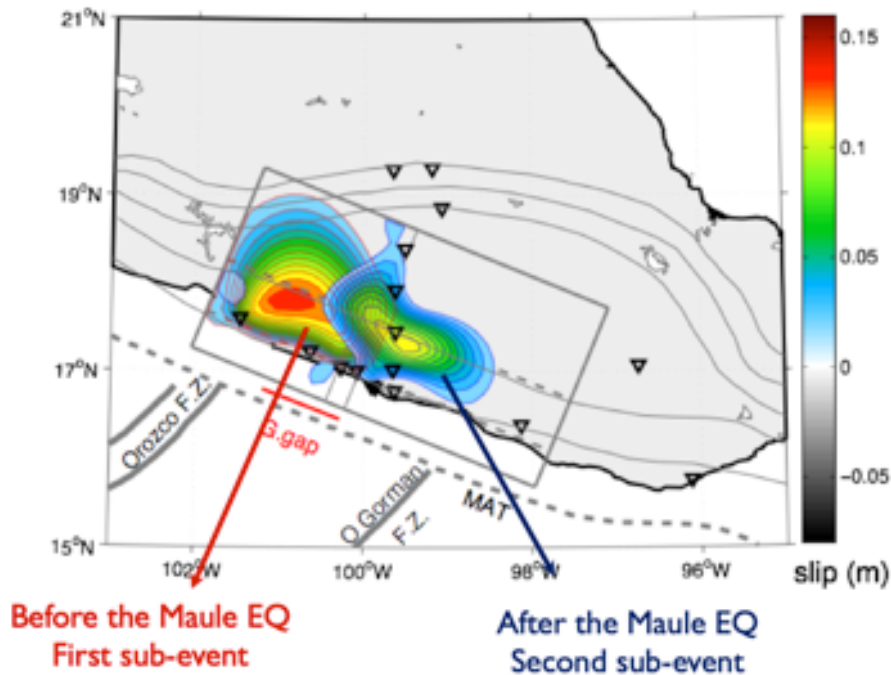


Figure 3-32 : contours du glissement sur le plan de subduction pour le SSE de Guerrero en 2009 et celui d'Oaxaca en 2010. Les séries temporelles de positionnement ont été séparées avant et après l'occurrence du séisme de Maule au Chili (27 février 2010, Mw=8.8), communication personnelle de Mathilde Radiguet.

#### 6.4. Low-Frequency Earthquakes

Nous avons vu que des tremors se produisaient régulièrement à une distance à la fosse comprise entre 170 et 260 km, au-dessus de la rampe quasi-horizontale du plan de subduction. Dans notre zone d'étude au Mexique, M. Radiguet (2012) a montré que le glissement pouvait migrer et Husker et al. (2012) ont montré que les localisations sur le plan de subduction des SSE et des tremors étaient bien distinctes. Pourtant, nous avons vu avec l'étude de Kostoglodov et al. (2010) que l'activité des NVT augmentait avec l'occurrence du SSE de 2006. Plusieurs équipes travaillent à mieux comprendre l'origine et la caractérisation des NVT.

Une hypothèse portée par Shelly et al. (2007) est que les NVT seraient en fait composés d'essaims de petites sources sismiques de basse fréquence appelées « Low-Frequency Earthquakes » (LFE). Ils sont caractérisés par des pics d'activité sous forme de « burst » et sont de courte durée et de faible magnitude. Les NVT et les LFE sont difficiles à localiser avec précision car ils apparaissent comme des sources diffuses.

Plusieurs études ont montré que les LFE n'étaient pas toujours associés à des SSE et que les deux phénomènes pouvaient être parfaitement décorrélés dans le temps et l'espace. Sur la figure 3-33, Frank et al. (2015) ont fait la distinction entre les SSE à court et à long-terme, avec respectivement une périodicité de 3 mois et 4 ans. Pour cela, ils ont développé des méthodes de détection fines pour extraire la signature des petits SSE.

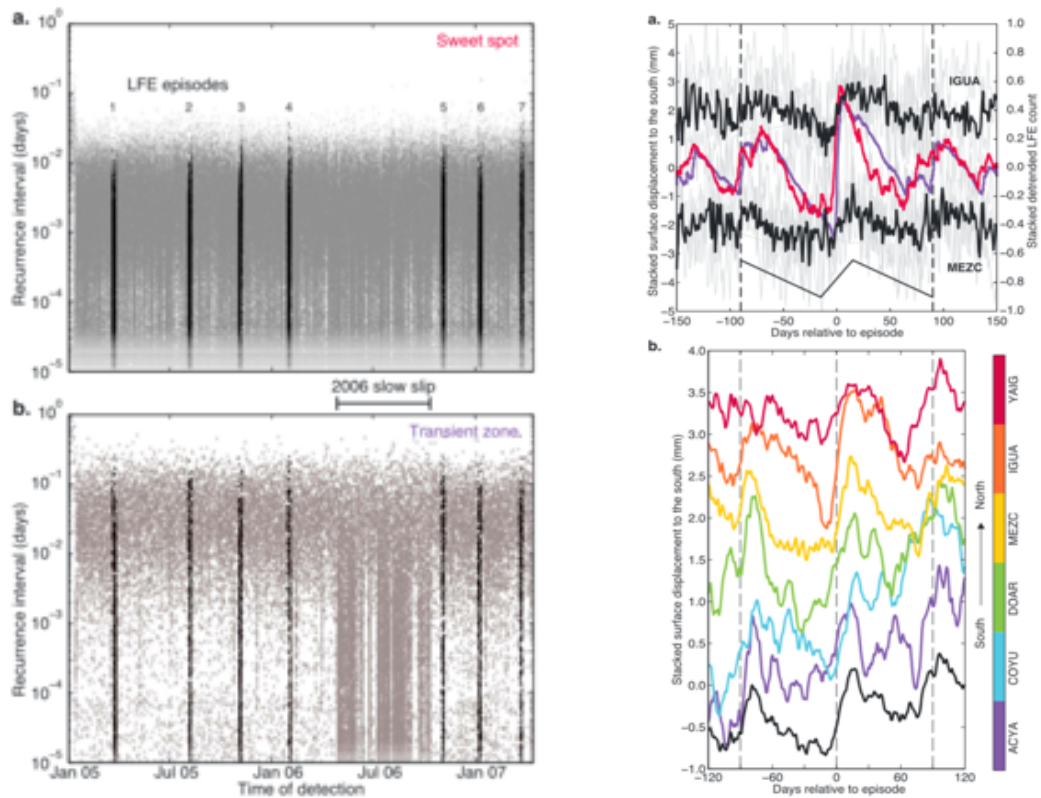


Figure 3-33 : à gauche, catalogue de LFE pour Guerrero (Mexique) pour a) la région de sweet spot (voir figure précédente) et b) la région de la zone de transition. En noir figurent les 7 épisodes de LFE identifiés par les auteurs ; à droite, a) à partir des 7 épisodes de LFE, les séries temporelles de positionnement sont stackées pour IGUA et MEZC, centrées sur les dates correspondantes à chacun des épisodes. Les lignes en tirets marquent un déplacement de 1.5 mm avec une récurrence de 90 jours. Ces déplacements caractérisent les glissements lents à court-terme ; b) un stack sur l'ensemble des séries temporelles GNSS lissées montre également cette périodicité de 90 jours. La ligne noire est la somme de toutes les séries. D'après Frank et al. (2015).

Sur la figure 3-33, nous montrons à gauche la représentation graphique du catalogue de LFE établi par Frank et al. (2015), pour la zone de « sweet spot » (voir Husker et al., 2012) en haut et pour la zone de transition en bas. Dans la zone de transition, nous notons que l'activité de LFE est en nette augmentation lors du glissement lent de 2006. Les auteurs ont détecté 7 épisodes de LFE dans la zone de « sweet spot » sur plus de 2 années d'observation dans les données sismologiques du projet MASE. Ces épisodes sont reportés par des points noirs.

Le panel de droite de la figure 3-33 met en parallèle les observations des LFE et les observations géodésiques. Pour cette étude qui tend à extraire des signaux de déformation de très faible amplitude, plusieurs corrections post-traitement ont été appliquées sur les séries temporelles de positionnement, dont la correction des modes communs décrite dans le chapitre 2. De cette façon, nous tentons de nous affranchir de signaux non-tectoniques qui pourraient polluer nos observations et bruyent nos séries temporelles, de façon à abaisser le rapport signal/bruit pour extraire des déformations de second ordre.

Les séries temporelles (composante Nord-Sud) pour les stations géodésiques IGUA et MEZC ont été découpées à +/- 150 jours autour des dates définies par les 7 épisodes de LFE identifiés. Elles ont été stackées pour chacune des stations et en haut à droite de la figure 3-33 nous avons en noir la série construite pour IGUA et MEZC. En violet et en rose, nous avons

la même représentation de données stackées respectivement dans la zone de « sweet spot » et dans la zone de transition. Les lignes en tirets marquent la récurrence à 90 jours de glissements lents détectés. Nous voyons une cohérence entre les observations géodésiques et les données sismologiques de LFE, ce qui tend à confirmer selon les auteurs que l'entière zone où se produisent les LFE est activée également pendant des glissements de petite amplitude ou de second ordre. Sur le graphe du bas, les auteurs ont fait le même stack pour l'ensemble des stations GNSS, avec un lissage sur 10 jours. Un glissement récurrent et périodique de 3 mois apparaît sur l'ensemble des séries temporelles.

De cette façon, Frank et al. (2015) ont séparé dans les séries temporelles de positionnement GNSS les gros glissements à long-terme qui se produisent à peu près tous les 4 ans, des glissements plus petits avec une récurrence de 3 mois. Ainsi, ils ont reconstruit sur le plan de subduction les glissements correspondants à ces deux échelles de temps, comme le montre la figure 3-34. Les glissements à court-terme relâchent une énergie équivalente à un séisme de Mw 6.4 alors que le glissement lent de 2006 est de magnitude équivalente à 7.5. Les contours des déplacements sur le plan de subduction sont indiqués en couleur et nous pouvons voir qu'ils se situent sur des portions différentes de l'interface : les petits glissements se produisent plus loin de la fosse dans la zone caractéristique de « sweet spot » alors que le glissement à long terme, comme cela est décrit dans les travaux de Radiguet et co-auteurs, se produit dans le haut de la zone de transition. Une coupe synthétique de l'interface et de la localisation des zones où se produisent les LFE est présentée en figure 3-34c.

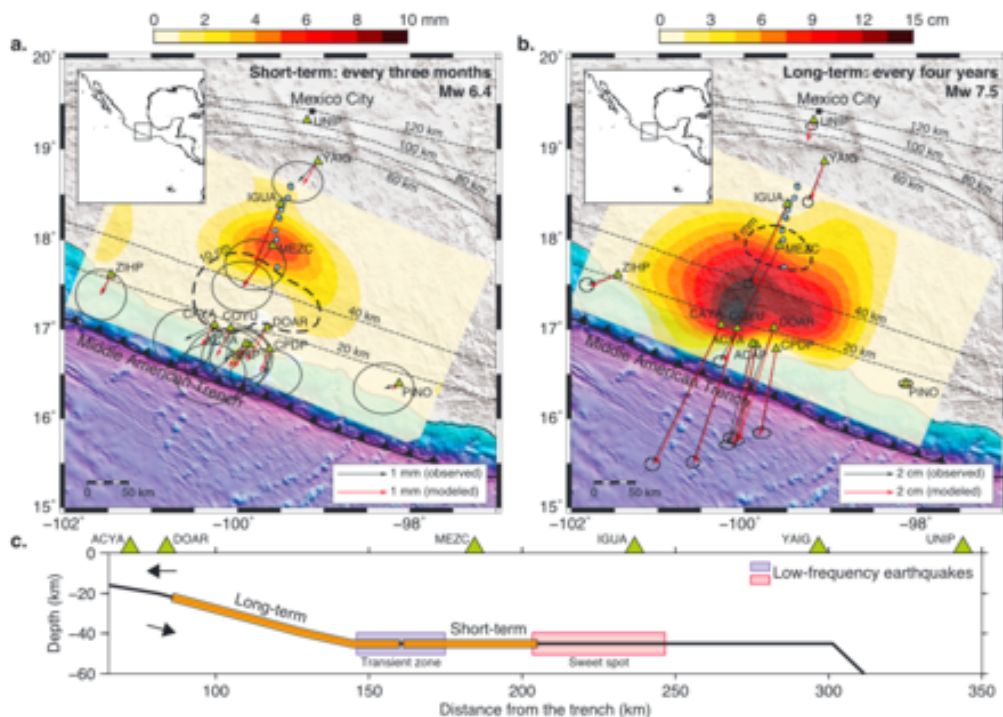


Figure 3-34 : a) et b) glissements lents à court-terme (périodicité de 3 mois) et à long-terme (périodicité de 4 ans). Les stations GNSS sont représentées par des triangles verts et les stations sismologiques par des ronds bleus. Les couleurs indiquent le déplacement sur le plan de subduction et les flèches sont les vecteurs de déplacement mesurés en surface par les stations GNSS, avec leur ellipse d'incertitude ; c) géométrie du plan de subduction avec localisation des portions sur lesquelles se produisent les glissements à court et à long-terme. Sont également reportées les zones où se produisent les LFE schématisées par des rectangles violet et rose (d'après Frank et al. 2015).

Pour compléter, de façon non exhaustive, cette partie sur les analyses de LFE et leur comparaison avec les séries temporelles de positionnement GNSS, nous montrons un résultat récent de Frank and Brodsky (2019) en figure 3-35. Cette étude est toujours basée sur les observations GNSS déjà décrites. Les auteurs ont reporté les catalogues les plus à jour et les plus complets pour les LFE. Ils ont également reporté tous les glissements à court-terme (en jaune) et le glissement à long-terme (rose), lui-même décomposé en glissements intermittents. Nous avons sur cette même figure la série temporelle pour MEZC (composante Nord-Sud) et le catalogue de l'activité de LFE.

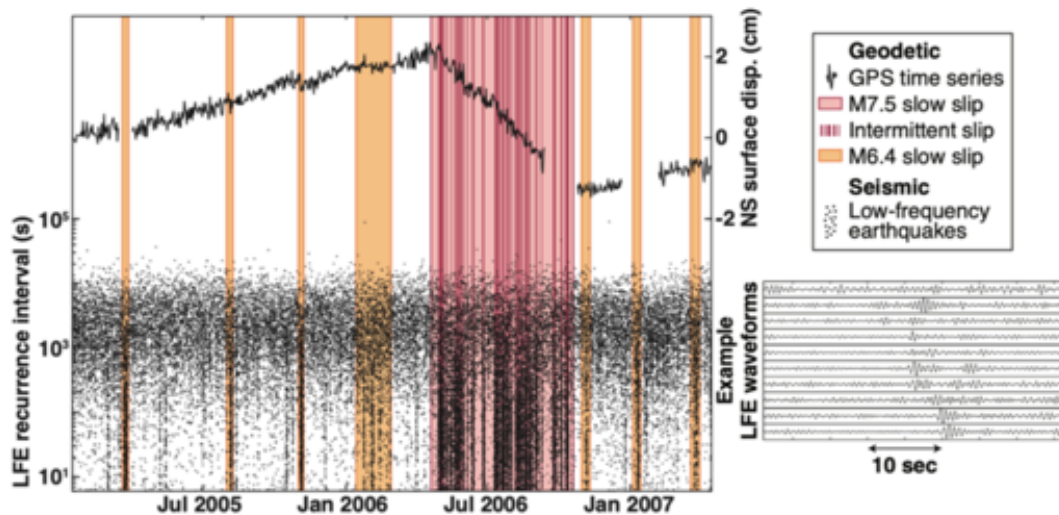


Figure 3-35 : corrélation temporelle entre SSE et LFEs. En haut, déplacement GPS Nord de la station MEZC à Guerrero. En bas, activité des LFEs. A droite, exemple de la forme d'onde des LFEs. La bande rose représente la période du large SSE de 2006, les zones jaunes correspondent aux LFE de plus petite amplitude à court-terme, d'après Frank and Brodsky (2019).

Encore plus récemment, une étudiante de Master (Caroline Mouchon) a poursuivi ce travail qui fait l'objet d'une collaboration entre W. Frank, M. Radiguet, P. Poli et moi-même. Du fait de la situation sanitaire mondiale (la corona n'est pas qu'une bière mexicaine...), le séjour prévu aux US durant le stage a été écourté, malgré tout Caroline a réussi à travailler sur ce sujet avec efficacité. Pour aller plus loin dans la recherche de petites signatures dans les séries temporelles GNSS, j'ai calculé les séries temporelles sur des sessions plus courtes : 6, 8 et 12 heures contre 24 heures habituellement. En parallèle, grâce au travail remarquable d'Axel Periollat (doctorant), Caroline a pu faire le calcul des séries sur un mode d'analyse en cinématique. Tous les nouveaux calculs ont été faits avec la version 1.2 de GipsyX. Ce travail est en cours de progression et Caroline devrait commencer une thèse dans les mois à venir.

## 7. Lien avec la tectonique locale à Guerrero et Oaxaca

Lorsqu'il y a une convergence oblique en zone de subduction, il est fréquent que des blocs d'avant-arc soient identifiés, délimités par un système de failles décrochantes parallèle à la fosse. Ce cas se présente au Mexique le long de la côte Pacifique depuis l'état de Michoacan jusqu'au Chiapas, en passant par Guerrero et Oaxaca.

### 7.1. Présentation du système de failles « La Venta – Chacalapas » et du bloc Xolapa

Au Mexique, la zone côtière de Guerrero est bordée par le système de failles appelé « **La Venta Chacalapas** » (par la suite dénommé LVC). Dans l'état de Guerrero, on parle de la Venta alors que dans l'état d'Oaxaca on parle de la Chacalapas, les 2 segments étant connectés (voir

figure 3-37). Ces systèmes de failles délimitent le **bloc de Xolapa**, résultat d'une accréation entre la fosse et la LVC. On retrouve certaines traces de mouvement de la LVC en surface mais il est difficile de savoir comment ce système de failles senestres accommodent la déformation liée à la subduction elle-même, mais également celle générée par les glissements lents. Nous connaissons mal la signature de ces failles en surface car elles apparaissent dans certaines zones mais ne sont pas visibles dans d'autres parties alors qu'il devrait y avoir une continuité plus ou moins marquée parallèlement à la fosse. Nous connaissons mal également la structure en profondeur et si les failles sont courbées ou encore connectées au plan de subduction. Pourtant, leur rôle peut être significatif dans les mesures de la déformation en surface, et peut donc modifier la compréhension que nous croyons avoir sur le cycle sismique lié à la subduction.

Ce système de failles est depuis longtemps étudié par les tectoniciens mexicains comme M. T. Ramirez-Herrera, R. Perez-Gutierrez ou M. Manea, également par nos collègues géophysiciens comme V. Kostoglodov qui ont vu l'intérêt des données GNSS, outre les données sismologiques déjà disponibles, pour l'étude de ces failles et la quantification de la déformation qui leur est due.

Des travaux de thèse viennent tout juste d'être réalisés par E. Kazachkina, sous la direction de V. Kostoglodov, et dont A. Husker (UNAM) et moi-même sommes tuteurs. Ekaterina a passé plusieurs mois chaque année de sa thèse à ISTERre où nous l'avons formée au traitement des données GNSS avec GAMIT et plus récemment aux méthodes ICA et d'inversion, avec la proche collaboration de A. Walpersdorf et M. Radiguet. Dans le cadre de notre partenariat avec le Mexique, il est important non seulement de former des étudiants mexicains mais également de pouvoir opérer un transfert de méthodologies et de compétences.

Une première étude de Ego and Ansan (2002) proposait un bloc d'avant-arc dans cette région du Mexique. C'est ainsi que la côte des états de Guerrero et Oaxaca est définie par une structure appelée bloc ou « sliver » de Xolapa, délimitée au Sud-Ouest par la fosse et au Nord-Est par le système de failles LVC. Kostoglodov et al. (2016) ont présenté que les observations GNSS long terme montraient un mouvement de ce bloc vers le Sud-Est, parallèlement à la fosse, avec une vitesse de 6-8 mm/an par rapport à la plaque Nord Amérique. Pourtant, Ramirez-Herrera et al. (2018) ont montré qu'il n'y avait pas d'évidence d'activité tectonique le long de la faille.

La figure 3-36 schématise ce bloc accréé entre la plaque Cocos et la plaque Nord Amérique. Le mouvement de ce bloc est au premier ordre parallèle à la fosse et se fait de façon latérale senestre. Le vecteur vert schématise la vitesse long-terme obtenue avec les observations GNSS par rapport à une plaque Nord-Amérique fixe. Il peut être décomposé en deux vecteurs parallèle (rouge) ou perpendiculaire (bleu) à la fosse.



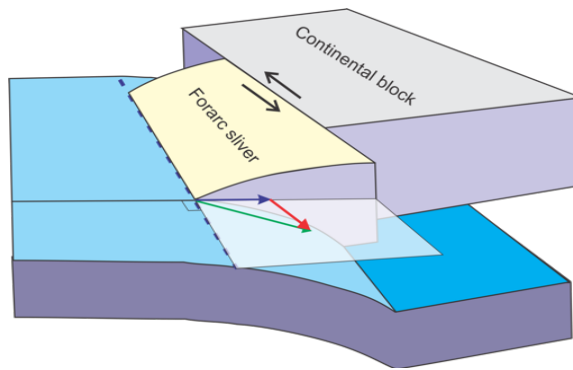


Figure 3-36 : schéma du bloc de Xolapa avec une plaque Cocos qui subducte sous la plaque Nord-Amérique (d'après Kostoglodov, comm. personnelle). Ce bloc a un mouvement latéral senestre par rapport au bloc continental. La déformation long terme obtenu avec les données GNSS est schématisée par le vecteur vert. Celui-ci peut être décomposé en deux vecteurs parallèle (rouge) ou perpendiculaire (bleu) à la fosse.

## 7.2. Les observations GNSS pour caractériser le bloc de Xolapa

Sur la figure 3-37, Kazachkina et al. (2020) présentent le bloc de Xolapa dans les zones de Guerrero et Oaxaca. En violet figure la limite Nord-Est du bloc caractérisée par la LVC (La Venta à Guerrero et Chacalapas à Oaxaca, avec en orange les traces de la LVF identifiées en surface. Tous les points jaunes sont les stations GNSS utilisées pour cette étude. Les vecteurs verts sont les vitesses long terme et les vecteurs rouge en sont la projection dans la direction de la fosse. Pour le calcul des vitesses à long terme, les séries temporelles complètes sont utilisées avec des cycles de SSE tous les 4 ans (Guerrero) ou tous les ans (Oaxaca). Seuls les séismes sont enlevés dans la régression linéaire qui est faite pour définir la vitesse.

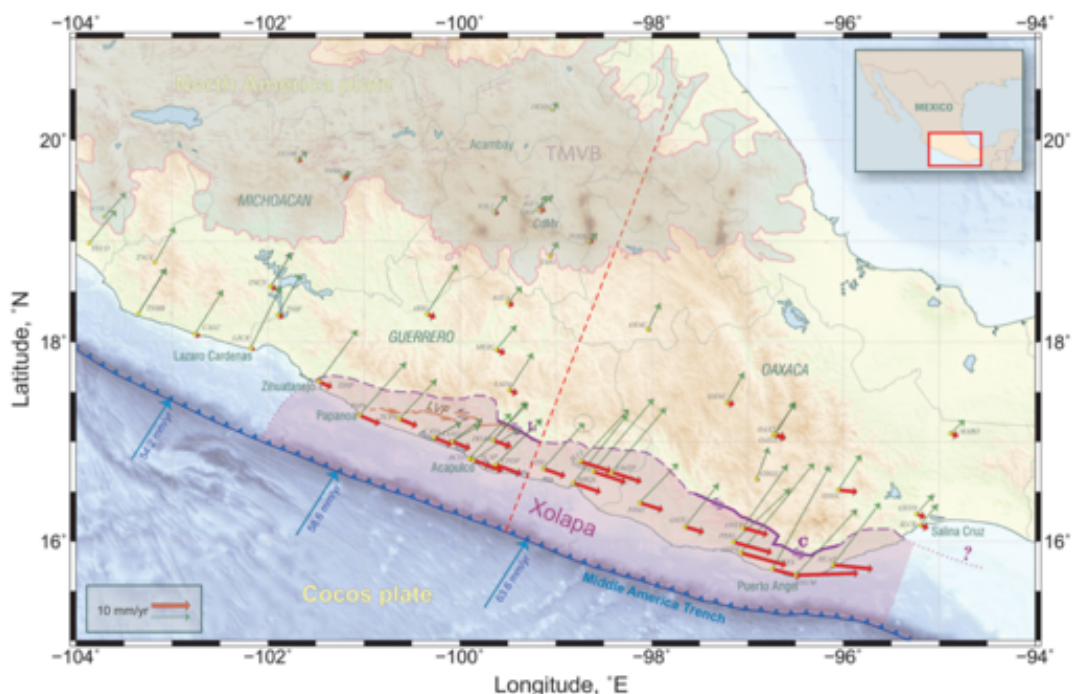


Figure 3-37 : localisation du « sliver » de Xolapa. Les traits violets représentent le système de failles de la Venta (Guerrero) – Chacalapas (Oaxaca) et les traits orange représentent la Venta Fault (LVF). Les points jaunes sont les stations GNSS utilisées dans cette étude ; les vecteurs verts sont les vitesses de déformation long terme et les vecteurs rouges en sont la projection dans la direction parallèle à la fosse. D'après Kazachkina et al. (2020).

Nous pouvons voir sur la figure ci-dessus que le mouvement du bloc n'est pas uniforme et qu'il y a une augmentation de la vitesse d'Ouest en Est. Au niveau de la lacune sismique de Guerrero, les vitesses sont en moyenne de 5-6 mm/an alors que lorsqu'on se rapproche du Chiapas elles peuvent être supérieures à 10 mm/an. Les variations latérales de ces mouvements et leur cohérence avec les observations sismologiques (catalogue local et catalogue CMT) sont largement discutées dans les articles de Kazachkina et al. (2019, 2020) auxquels je renvoie le lecteur.

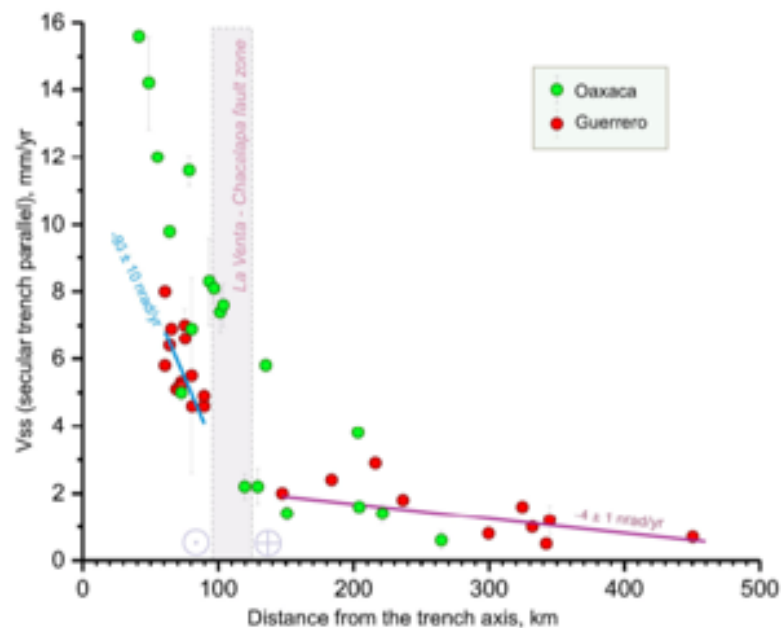


Figure 3-38 : distribution de la vitesse long terme des stations GNSS à Guerrero (rouge) et Oaxaca (vert) projetée suivant la direction parallèle à la fosse. Le système de failles de la Venta-Chacalapas est approximativement entre 100 et 130 km de distance de la fosse, représenté par une bande verticale. Les estimations du taux de déformation de part et d'autre de la LVC figurent en lignes bleue et violette.

Sur la figure 3-38, la vitesse long-terme projetée suivant la direction parallèle à la fosse est représentée pour chacune des stations GNSS, en fonction de la distance à la fosse. En rouge nous avons les stations GNSS dans Guerrero, en vert celles qui sont dans Oaxaca. La zone du système de failles LVC est approximativement localisée entre 100 et 130 km à la fosse. Nous voyons que de part et d'autre de cette zone, les vitesses varient significativement. Rien que pour Guerrero, elles passent de 4 à 8 mm/an pour les stations localisées sur le bloc de Xolapa à 3 à 5 mm/an pour les stations éloignées de la côte. Cette distribution spatiale montre le rôle que peut jouer le système de failles LVC sur les déformations à long terme. Les estimations du taux de déformation pour ces 2 zones sont également représentées et montrent des différences significatives.

### 7.3. La sismicité locale en lien avec le système de failles crustales

La sismicité crustale est assez peu connue dans le temps le long du système de failles LVC. D'après les données du catalogue du SSN, seuls quelques petits séismes superficiels ont été enregistrés. Par ailleurs, la localisation en profondeur n'est pas de résolution suffisante pour pouvoir déterminer avec précision les hypocentres (catalogue SSN de 1962 à 2015). Il est donc

impossible de tirer des conclusions sur la sismicité pour contraindre sa géométrie et son activité.

Pour autant, sur la figure 3-39 Kazachkina et al. (2020) ont reporté les séismes du catalogue de Suarez et al. (1990). La LVC et la LVF sont dessinées respectivement en noir et en rouge. Les épicentres dans des bandes de 40 km de large sont présentés en rose (profil A) et en jaune (profil B). Les auteurs ont également placé le mécanisme au foyer du séisme de Coyuca (8/10/2001, Mw=5.8) qui est très singulier dans ce contexte de subduction et qui montre un mécanisme normal avec une légère composante décrochante. Ce séisme s'est produit juste après le SSE de 2001 qui a provoqué une extension dans le bassin d'avant arc.

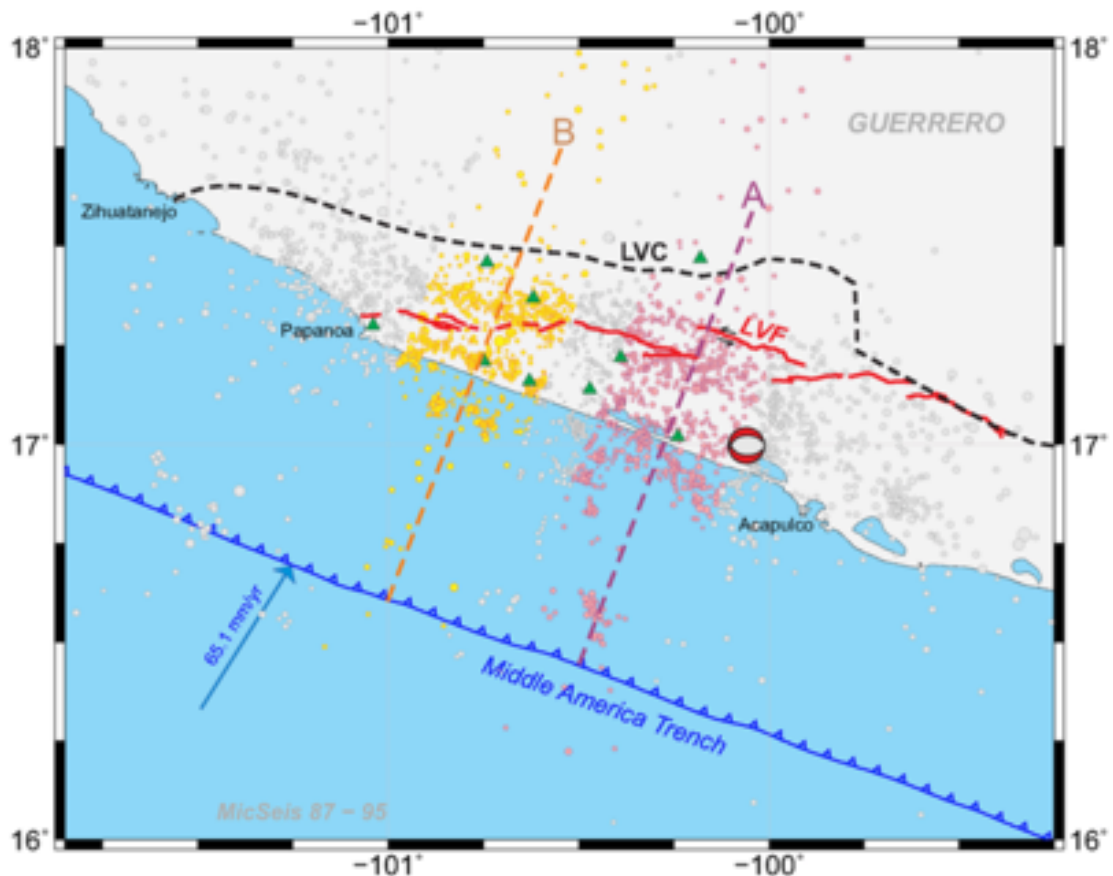


Figure 3-39 : sismicité dans le gap de Guerrero d'après le catalogue local [1987-1995,  $1.0 < M_c < 4.0$ ], sur des bandes de 40 km de large pour les profils A et B. Les triangles verts sont les stations courtes périodes du réseau sismologique. En trait noir, le système de failles de la Venta – Chalcalapas (LVC) d'après les études géologiques. En rouge, trace de la faille de la Venta (LVF) localisée d'après Gaidzik et al. (2016). D'après Kazachkina et al. (2020).

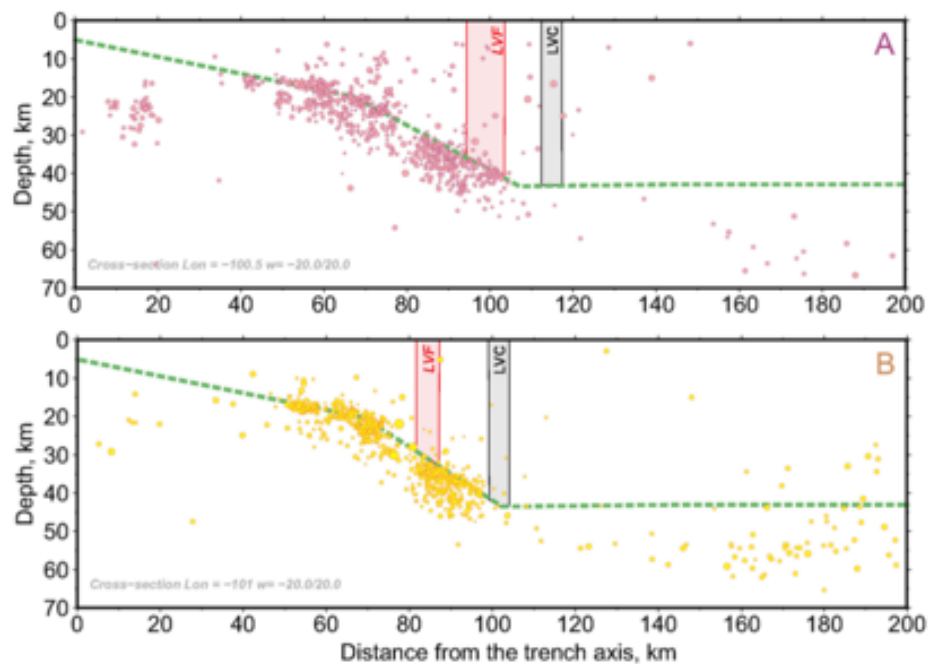


Figure 3-40 : profils A et B de la figure 3-39 avec hypocentres des séismes locaux. Les trapèzes rose et gris représentent les zones de la LVC et de la LVF, avec l'hypothèse que les failles soient verticales et connectées au plan de subduction. D'après Kazachkina et al. (2020).

Les profils A et B sont reportés sur la figure 3-40, avec les LVF et LVC supposées verticales et connectées au plan de subduction. Malgré une mauvaise résolution sur la profondeur des hypocentres, nous voyons très clairement que ces deux zones sont quasi-asismiques. Les auteurs proposent qu'une des explications pourrait être que les failles décrochantes sont partiellement bloquées dans la couche de surface élastique pendant une longue période inter-sismique, se comportant ainsi de manière asismique. Ces zones de failles pourraient avoir le comportement suivant : dans leur partie superficielle, elles pourraient être bloquées et produire de faibles taux de déformation à la surface (voir figure 3-38) ; plus en profondeur, sous la partie bloquée, elles pourraient avoir un comportement de « creeping » sur une zone étroite de cisaillement, produisant un signal géodésique apparent en champ proche et dont l'extension latérale dépend de la profondeur de blocage. Cette hypothèse pourrait expliquer à la fois le déplacement total mesuré par les stations GNSS et l'absence de sismicité dans la zone. Dans l'état actuel, le manque de précision dans le catalogue de la sismicité locale ne permet pas de tirer des conclusions définitives dans l'activité de la LVC.

#### 8. Études complémentaires dans le cadre du projet G-GAP

D'autres travaux de notre groupe de recherche ont été réalisés dans le cadre du projet ANR G-GAP et n'ont pas été présentés dans ce manuscrit du fait que je n'ai pas pris part à leur réalisation, ou si peu. Il convient toutefois de les énumérer car ils ont apporté des données précieuses pour la compréhension du cycle sismique au Mexique, de la tectonique active et des mécanismes physiques mis en jeu dans les différentes observations qui sont faites.

Tout d'abord, d'importants travaux sur la tectonique active ont été faits à différentes échelles par I. Manighetti (GéoAzur) et collaborateurs. L'éventail des réalisations est large : il y a eu la réalisation d'une carte à l'échelle de toute la côte de subduction avec la localisation de toute la sismicité avec un code couleur pour les hypocentres, mettant bien en avant les variations latérales du plan de subduction. Il y a eu également la cartographie des failles crustales actives entre la côte

et la Trans-Mexican Volcanic Belt. Ces failles accommodent une partie des déformations produites par la subduction. Il y a eu aussi des études plus locales, notamment dans le graben d'Acambay, pour retrouver des marqueurs en sub-surface : ces marqueurs doivent permettre de retrouver des décalages provoqués par des séismes crustaux superficiels. Ils ont ensuite été enfouis dans le temps et des méthodes de prospection géophysiques de sub-surface permettent d'en retrouver la signature.

Dans le même ordre d'idée, un travail sur l'étude de la sismicité historique a été faite par L. Rivera (EOST). Il est basé sur des enregistrements très anciens, également sur des témoignages ou traces historiques. Cela permet de compléter les observations actuelles qui sont limitées dans le temps du fait de l'installation relativement récente (quelques décennies) des sismomètres. Il s'agit de pouvoir déterminer autant que possible les segments de subduction qui ont rompu ces dernières décennies, voire ces derniers siècles. En effet, pour avoir une vision complète du cycle sismique, il faut justement avoir des informations sur la durée du cycle, or le temps de récurrence des séismes est parfois très long (plusieurs siècles), ce qui rend difficile une bonne compréhension du milieu et des processus physiques.

Ensuite, plusieurs doctorants ont également pris part aux travaux, comme Diane Rivet qui a déterminé la dilation du milieu grâce aux données sismologiques MASE. Baptiste Rousset a développé une méthode de proxy pour détecter des SSE et il a corrélé la forme de la côte avec la bathymétrie. Enfin, Louise Maubant vient d'achever sa thèse sur des nouvelles données InSAR et elle a intégré les nouvelles séries temporelles GNSS que j'ai récemment calculées avec GipsyX.

Les collègues me pardonneront de ne pas m'étendre davantage sur leurs résultats, importants pour la compréhension de géodynamique et de la sismicité, mais dont je ne saurais justifier une participation.

#### [TRAVAUX ASSOCIES]

- Thèse Mathilde Radiguet de la Bastaie (ISTerre, 2011)
- Thèse Diane Rivet (ISTerre-UNAM Mexico, 2012)
- Thèse Dimitri Zigone (ISTerre, 2012)
- Thèse Guillaume Bacques (ISTerre, 2013)
- Thèse William Frank (IPGP, 2014)
- Thèse Baptiste Rousset (ISTerre, 2016)
- Thèse Louise Maubant (ISTerre) → soutenance à l'automne 2020
- Thèse Ekaterina Kazachkina (UNAM Mexico) → soutenance à l'automne 2020
- Co-encadrement T. Lhomme (M2, 2015)
- Co-encadrement C. Mouchon (M2, 2020)
- Publications :
  - Cavalié O., E. Pathier, M. Radiguet, M. Vergnolle and N. Cotte et al. (2013). « Slow slip event in the Mexican subduction zone : Evidence of shallower slip in the Guerrero seismic gap for the 2006 event revealed by the joint inversion of InSAR and GPS data », *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 367, p. 52-60.
  - Cotte N., A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, M. Vergnolle, J.-A. Santiago, I. Manighetti and M. Campillo (2009). « Anticipating the next large silent earthquake in Mexico », *EOS*, Vol. 90, No. 21, pp. 181-182, 26 May 2009.
  - Frank W. B., M. Radiguet, B. Rousset, N. Shapiro, A. Husker, V. Kostoglodov, N. Cotte and M. Campillo (2015). « Uncovering the geodetic signature of silent slip through repeating earthquakes », *Geophys. Res. Lett.*, 42, doi:1.1002/2015GL063685
  - Graham S., C. DeMets, E. Cabral-Cano, V. Kostoglodov, B. Rousset, A. Walpersdorf, N. Cotte, C. Lasserre, R. McCaffrey and L. Salazar-Tlaczani (2016). « Slow Slip History for the MEXICO Subduction Zone : 2005 Through 2011 », *Pure and Applied Geophysics* volume 173, pages3445–3465, <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1211-x>
  - Graham S., C. DeMets, E. Cabral-Cano, V. Kostoglodov, A ; Walpersdorf, N. Cotte, M. Brudzinski, R. McCaffrey and L. Salazar-Tlaczani (2015). « GPS constraints on the Mw= 7.5 Ometepec earthquake sequence, southern Mexico : coseismic and post-seismic deformation », *Geophys. J. Int.*, 199-1
  - Graham S., C. DeMets, E. Cabral-Cano, V. Kostoglodov, A ; Walpersdorf, N. Cotte, M. Brudzinski, R. McCaffrey and L. Salazar-Tlaczani (2015). « GPS constraints on the 2011–2012 Oaxaca slow slip event that preceded the 2012 March 20 Ometepec earthquake, southern Mexico », *Geophys. J. Int.*, 199-1
  - Gualandi A., H. Perfettini, M. Radiguet, N. Cotte and V. Kostoglodov (2017). « GPS deformation related to the Mw7.3, 2014, Papanoa earthquake (Mexico) reveals the aseismic behavior of the Guerrero seismic gap », *Geophysical Research Letters*, <https://doi.org/10.1002/2017GL072913>
  - Kazachkina E., V. Kostoglodov, N. Cotte et al. (2020). « Active 650-km long fault system and Xolapa sliver in Southern Mexico », *Frontiers in Earth Science* 8:155, <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00155>
  - Kazachkina E., V. Kostoglodov, A. Husker and N. Cotte et al. (2019). « Activity of crustal faults and the Xolapa sliver motion in Guerrero–Oaxaca forearc of Mexico, from seismic data », *Earth, Planets and Space* (2019) 71:104 <https://doi.org/10.1186/s40623-019-1084-9>
  - Kostoglodov V., A.L. Husker, J.A. Santiago, N. Cotte, A. Walpersdorf (2016). « Slow slip events on the strike slip fault in Guerrero, Mexico ». In: Paper presented at the AGU Chapman Conference, Ixtapa, Guerrero, Mexico, 21–25 February 2016
  - Kostoglodov V., A.L. Husker, N. M. Shapiro, J. S. Payero, M. Campillo, N. Cotte, and R. Clayton (2010). « The 2006 slow slip event and non- volcanic tremor in the Mexican subduction zone », *Geophys. Res. Lett.*, 37, L24301, doi:10.1029/2010GL045424.
  - Maubant L., E. Pathier, S. Daout, M. Radiguet, M.-P. Doin, E. Kazachkina, V. Kostoglodov, N. Cotte and A. Walpersdorf (2020). « Independent component analysis and parametric approach for source separation in InSAR time series at regional scale : Application to the 2017–2018 slow slip event in Guerrero (Mexico) », *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 125, e2019JB018187. <https://doi.org/10.1029/2019JB018187>

- Radiguet M., H. Perfettini, N. Cotte, A. Gualandi, B. Valette, V. Kostoglodov, T. Lhomme (2016). « Triggering of the 2014 Mw7.3 Papanao earthquake by a slow slip event in Guerrero, Mexico ». *Nature Geoscience*, doi:10.1038/NGEO2817.
- Radiguet M., F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, A. Walpersdorf, N. Cotte, V. Kostoglodov (2012). « Slow slip events and strain accumulation in the Guerrero gap, Mexico », *J. Geophys. Res.*, Vol. 117-B04305, <https://doi.org/10.1029/2011JB008801>
- Radiguet M., F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, A. Walpersdorf, N. Cotte, and V. Kostoglodov (2010). « Slow slip events and strain accumulation in the Guerrero gap, Mexico », *J. Geophys. Res.*, 117(B4) :B04305
- Rivet D., M. Campillo, M. Radiguet, D. Zigone, V. Cruz-Atienza, N.M. Shapiro, V. Kostoglodov, N. Cotte, G. Cougoulat, A. Walpersdorf (2012). « Seismic velocity changes, strain rate and non-volcanic tremors during the 2009-2010 slow slip event in Guerrero, Mexico ». *Geophys. J. Int.*, <https://doi.org/10.1093/gji/ggt374>
- Rivet D., M. Campillo, N. M. Shapiro, V. Cruz-Atienza, M. Radiguet, N. Cotte, V. Kostoglodov (2011). « Seismic evidence of nonlinear crustal deformation during a large slow slip event in Mexico », *Geophys. Res. Lett.*, <https://doi.org/10.1029/2011GL047151>
- Rousset B., M. Campillo, C. Lasserre, W. Frank, N. Cotte, A. Walpersdorf, A. Socquet, V. Kostoglodov (2017). « A geodetic matched-filter search for slow slip with application to the Mexico subduction zone », *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 122, 10,498–10,514, <https://doi.org/10.1002/2017JB014448>.
- Rousset B., C. Lasserre, N. Cubas, S. Graham, M. Radiguet, C. DeMets, A. Socquet, M. Campillo, V. Kostoglodov, E. Cabral-Cano, N. Cotte and A. Walpersdorf (2016). « Lateral Variations of Interplate Coupling along the Mexican Subduction Interface : Relationships with Long-Term Morphology and Fault Zone Mechanical Properties », *Pure Appl. Geophys.* 173, 3467–3486, <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1215-6>
- Vergnolle M., A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, P. Tregoning, J. A. Santiago, N. Cotte, and S. I. Franco (2010). « Slow slip events in Mexico revised from the processing of 11 year GPS observations », *J. Geophys. Res.*, 115, B08403, doi:10.1029/2009JB006852.
- Walpersdorf A., N. Cotte, V. Kostoglodov, M. Vergnolle, M. Radiguet, J. A. Santiago, and M. Campillo (2011). « Two successive slow slip events evidenced in 2009–2010 by a dense GPS network in Guerrero, Mexico », *Geophys. Res. Lett.*, 38, L15307, doi:10.1029/2011GL048124.
- Zigone D., D. Rivet, M. Radiguet, M. Campillo, C. Voisin, N. Cotte, A. Walpersdorf, N. Shapiro, G. Cougoulat, P. Roux, V. Kostoglodov, A. Husker, JS Payero (2012). « Source triggering of tremors and slow slip event in Guerrero, Mexico, by the 2010 Mw 8.8 Maule, Chile, earthquake », *J. Geophys. Res.*, Vol. 117, <https://doi.org/10.1029/2012JB009160>





## Chapitre 4 – Le traitement massif des données GNSS

Impossible d'échapper de nos jours au « big data », le traitement massif des données toujours plus volumétriques : augmentation des points de mesure, augmentation du pas d'échantillonnage, augmentation du nombre d'observables. Je présenterai ici les travaux auxquels j'ai contribué à ISTERRE-OSUG sur le traitement massif des données GNSS en lien avec l'infrastructure de recherche européenne EPOS et le bénéfice de ces travaux pour d'autres projets de recherche.



### 1. Les enjeux du traitement massif des données GNSS

#### 1.1. La tendance du « big data » en GNSS et les enjeux scientifiques

Les sciences des données sont un enjeu très important pour la recherche, tout comme dans notre société à des fins scientifiques ou autres (figure 4-01). Cet enjeu tient dans l'acquisition, la gestion et l'exploitation de volumes de données toujours plus conséquents, ce qu'on appelle le « big data ». Il découle de ces observations abondantes de nombreux développements informatiques et on ne cesse de nous parler d'« intelligence artificielle », de « machine learning », de « deep learning », etc. C'est maintenant la course aux données et aux moyens informatiques pour être compétents et innovants dans nos domaines.

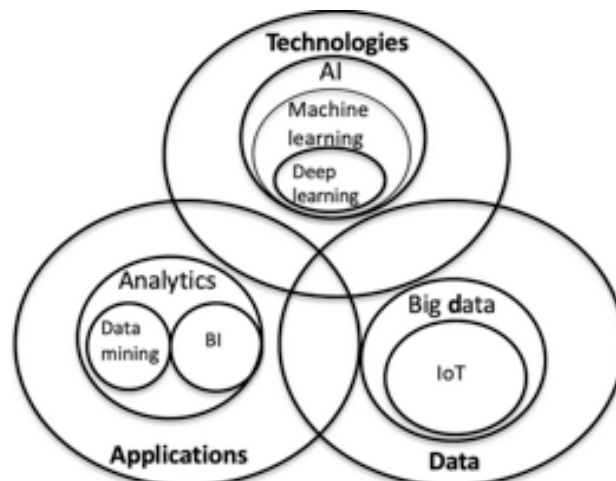


Figure 4-01 : sciences des données (Kordon, 2020), avec le lien entre données, méthodes et applications ; AI=intelligence artificielle, BI=Business Intelligence, IoT=objets connectés

En Sciences de la Terre et de l'Univers, le virage a été pris alors que le « big data » n'était pas encore connu du grand public et des entreprises qui prospèrent maintenant grâce à Internet

et aux réseaux sociaux. En sismologie, le « big data » a vite trouvé sa place depuis plus de 15 ans avec le passage des enregistrements en « mode déclenché » à celui en « mode continu », permettant ainsi l'accès à de nouveaux types de données à explorer sur ce qu'on appelle le « bruit » sismique. En géodésie spatiale, cette progression est un peu plus récente. Pour l'InSAR, elle tient à l'acquisition des images SAR, entre autres par les nouveaux programmes Sentinel. Pour le GNSS, l'évolution est liée à 3 facteurs : (1) le développement dans l'espace des systèmes satellitaires GNSS et des nouvelles observables développées, (2) le développement au sol des réseaux d'observation étendus et (3) le développement instrumental et informatique qui permet des acquisitions avec un pas d'échantillonnage élevé.

## 1.2. Envergure des réseaux GNSS et données disponibles

Les premiers pays qui ont considérablement développé leurs réseaux d'observation GNSS sont ceux qui étaient particulièrement soumis aux effets de gros séismes et qui avaient aussi les moyens financiers de le faire.

Les premiers à avoir installé des stations GNSS permanentes sont ceux qui jouaient à domicile avec le développement du GPS : les Etats-Unis d'Amérique. Pourtant, il aura fallu attendre presque 10 ans pour qu'un projet de grande envergure se mette en place avec le projet PBO (Plate Boundary Observatory) qui a permis l'installation sur le territoire de près de 900 stations GPS permanentes de 2003 à 2008. Le PBO est une des composantes du projet EarthScope : « Mapping Earth Science Mysteries ».



*Figure 4-02 : cartes de la localisation des stations GNSS du programme PBO (Plate Boundary Observatory) dans les 2 zones continentales sismiquement les plus actives aux Etats-Unis. La carte centrale montre la couverture de la Californie et l'encadré montre la couverture en Alaska.*

Le Japon a tout de suite saisi cette opportunité et dès 1994 il se lançait dans l'installation d'un réseau de grande envergure sur son territoire. Le réseau GEONET (GNSS Earth Observation Network System) piloté par le GSI (Geospatial Information Authority of Japan) compte maintenant plus de 1300 sites GNSS permanents sur le territoire japonais. Plus loin, sur la figure 4-17 nous verrons les différents paliers dans le développement de ce réseau.

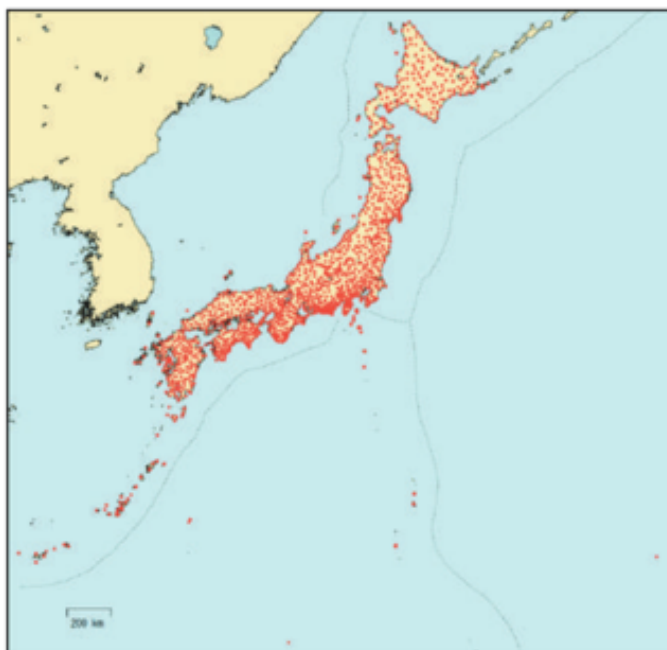


Figure 4-03 : carte du réseau GEONET (Geospatial Information Authority of Japan) avec la localisation des stations GNSS permanentes sur le territoire japonais par des points rouges.

En Europe, la construction s'est faite différemment, à l'initiative des différents pays qui constituent l'Union Européenne. Même au sein d'un pays, comme en France, plusieurs réseaux géodésiques se côtoient en fonction de la finalité, du financement ou de l'organisme en charge, avec heureusement une convergence des réseaux publics. Les réseaux nationaux ou régionaux ne sont pas développés sur le même rythme ou la même densité sur les différents territoires, en fonction des investissements et des priorités scientifiques. Des financements de l'Union Européenne ont aidé certains de ces projets avec pour effet la mutualisation et le partage entre pays limitrophes, comme le projet Interreg « Alps Gps-Quakenet » en 2004 dans lequel j'ai été impliquée.

Les autres continents souffrent d'un retard dans le développement des réseaux d'observation. En Asie (Japon mis à part), le risque sismique est très élevé dans l'Himalaya et les régions adjacentes, ainsi que tout le long de la ceinture de feu qui borde le Pacifique à l'Ouest. Un grand nombre de stations GNSS installées dépendent de projets internationaux coordonnés par les pays européens ou américain. Les difficultés sont multiples : outre les financements, il faut avoir sur place les compétences techniques et scientifiques pour piloter ces projets, souvent dans des zones difficiles d'accès par ailleurs.

En Océanie le territoire est assez bien couvert en Australie et en Nouvelle-Zélande, avec plusieurs centaines de stations GNSS permanentes dans cette région.

Quant à l'Afrique, il y a relativement peu de stations GNSS. Le continent est un bouclier, sismiquement peu actif en dehors de la zone de rift à l'Est et de quelques failles en Afrique du Nord. L'intérêt en Terre solide est moindre, pourtant les stations GNSS pourraient aider à l'étude météorologique, comme cela est fait avec le réseau Tlalocnet au Mexique pour le suivi de la vapeur d'eau dans l'atmosphère.

Enfin, en Amérique centrale et du Sud les réseaux d'observation se sont développés de manière très inégale aussi. Le long de la zone de subduction, de gros efforts ont été faits par les pays concernés par un risque sismique très élevé. D'ailleurs, notre équipe à ISTERre-OSUG

est très investie depuis de nombreuses années au Mexique (voir chapitre 3), au Pérou, en Equateur, et au Chili, également au Vénézuéla.

### 1.3. Nouvelles méthodologies

Avec le développement des réseaux d'observations, mais également de l'instrumentation, nous avons vu en 20 ans une transformation importante dans les projets GNSS : nous sommes passés des campagnes de mesure à des stations GNSS permanentes dans de nombreux cas, nous avons densifié dans certaines zones d'étude, nous avons augmenté la fréquence d'échantillonnage. Dans notre façon de travailler, nous sommes passés de quelques stations à l'échelle locale ou régionale, à plusieurs dizaines, voire centaines de stations à l'échelle régionale ou continentale.

Il a fallu revoir notre façon de travailler sur plusieurs points. Tout d'abord sur l'installation des nouveaux sites GNSS et sur le type de matériel choisi pour enregistrer sur 2 partitions différentes les données « classiques » à 30s d'échantillonnage d'un côté et les données à haute-fréquence (1-20Hz) de l'autre. Également sur les modes de communication et de télémétrie pour permettre le transfert de ces données.

Ensuite, il a fallu revoir nos moyens informatiques pour le stockage et pour le calcul des solutions, comme décrit en section 3.3. Dans le même temps, les méthodologies de traitement ont dû être adaptées et des procédures nouvelles sont appliquées. Ce dernier point est développé dans la section qui suit.

## 2. Les difficultés techniques et les verrous à lever

Il y a plusieurs difficultés auxquelles nous sommes confrontés lorsque nous passons au traitement massif de données GNSS : accès et gestion des données et métadonnées, ressources informatiques et méthodologie de travail à adapter. Dans cette section, nous nous concentrerons sur la méthodologie et les procédures qui ont été développées. Les ressources informatiques sont un point important et nous y reviendrons en section 3.3 lorsque nous présenterons le travail effectué dans le cadre d'EPOS.

### 2.1. Méthodologie de calcul et procédures

Le choix de la méthode d'analyse s'est porté sur GAMIT (version 10.6) dont l'expertise est développée à ISTERre, en particulier grâce à Andrea Walpersdorf. Comme nous l'avons vu dans le chapitre 1, cette méthode est basée sur une analyse en double différence, il faut donc calculer les lignes de base entre couples de stations GNSS.

Compte-tenu des nouveaux volumes de données pour nos projets (Europe et Japon), nous avons opté pour la stratégie développée et décrite par les experts géodésiens du MIT (Herring et al., 2016). Il n'est plus possible de calculer toutes les lignes de base en une seule fois car un maximum de 99 stations GNSS est préconisé pour l'analyse avec GAMIT. Il a donc fallu mettre en place une analyse en sous-réseaux : grâce à l'outil « netsel » de la distribution GAMIT, nous avons construit des sous-réseaux de 40 stations maximum et comprenant chacun 2 stations communes à un autre sous-réseau. Ces stations communes permettent ensuite de pouvoir relier les sous-réseaux entre eux, une combinaison de l'ensemble des solutions est réalisée. En outre, un réseau contenant une station de chacun des sous-réseaux est également construit et calculé. Ceci permet d'apporter ensuite des contraintes supplémentaires sur la combinaison finale de l'ensemble des sous-réseaux.

La figure 4-04 montre le diagramme de la procédure de calcul mise en place par Déprez et al. (2020). A partir de l'ensemble des données (fichiers rinex) disponibles, une division en  $N$  sous-réseaux est réalisée avec « netsel ». Chacun des sous-réseaux fait ensuite l'objet d'une analyse avec GAMIT. Nous obtenons ainsi  $N$  solutions qui sont combinées avec un filtre de kalman pour avoir les solutions journalières de l'ensemble du réseau, à l'aide du programme GLOBK (voir chapitre 2).

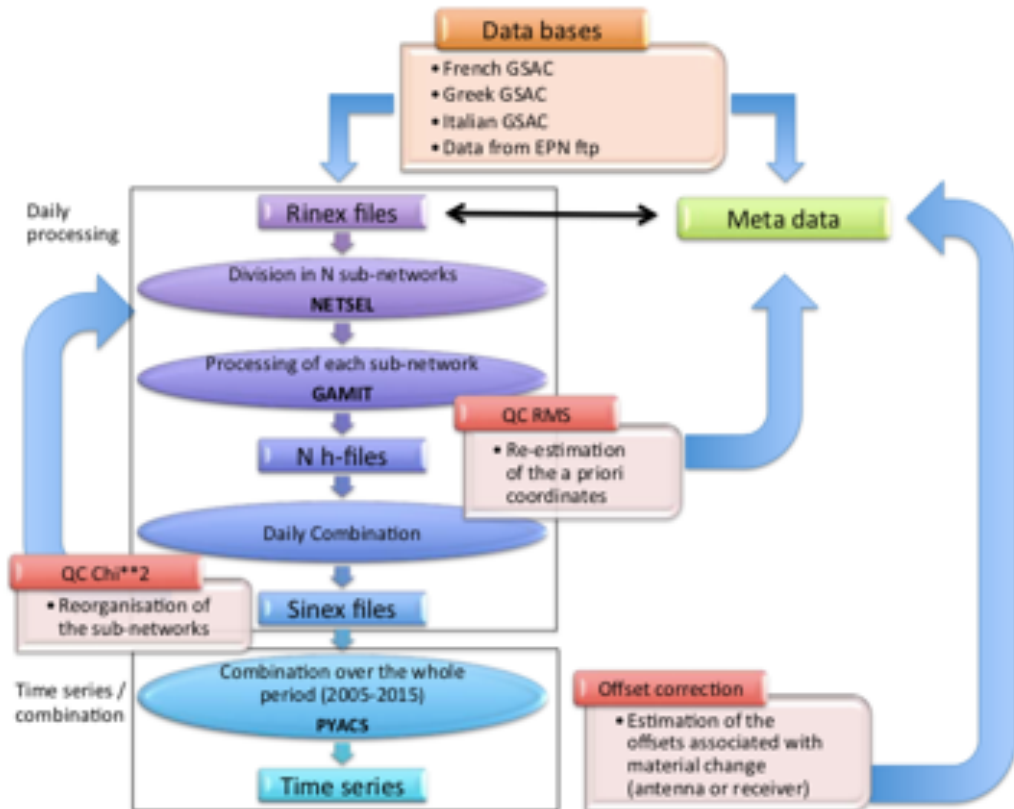


Figure 4-04 : diagramme de la procédure de calcul des solutions GNSS avec GAMIT et de construction des séries temporelles avec PYACS, d'après Déprez et al. (2020).

Une fois les solutions journalières combinées et validées, nous construisons la série temporelle de position en faisant une combinaison des solutions sur l'ensemble de la période, à l'aide de PYACS (Dinh Trong Tran, 2013). 194 stations de référence IGS sont sélectionnées pour transformer la solution dans le référentiel final Eurasie exprimé dans le système ITRF14.

Par ailleurs, le logiciel PYACS permet de corriger les séries temporelles en enlevant les points aberrants (outliers) ou ceux ayant une trop grande incertitude, également en corrigeant les sauts dus aux changements de matériel. Quant aux séismes qui se produisent à proximité de la station GNSS, ils sont extraits du catalogue de l'USGS et un « flag » est placé dans la série à la date de leur occurrence.

Un contrôle qualité est effectué à différentes étapes du processus, il ne sera pas développé ici et je renvoie le lecteur à la publication de Déprez et al. (2020) pour plus de précisions.

## 2.2. Détermination des séries temporelles et du champ de vitesse intersismique

Ce travail a été développé à ISTerre en très grande partie par Aline Déprez qui a été la première ingénieure géophysicienne à être recrutée sur le projet EPOS-GNSS et que j'ai co-supervisée. Une publication doit prochainement être resoumise et les résultats que je montrerai pour l'Europe dans le cadre d'EPOS proviennent de son travail. Les analyses sont faites avec GAMIT-GLOBK et servent de base pour obtenir les séries temporelles de positionnement (avec PYACS) ainsi que les champs de vitesse intersismique (avec MIDAS).

### 2.2.1. Modèle de trajectoire

C'est la méthode classique pour définir les vitesses intersismiques à partir des séries temporelles de positionnement : on examine les séries, on les corrige des sauts et des déplacements non liés à la phase intersismique et on fait une régression linéaire sur les portions linéaires. Pour cela, il faut avoir l'ensemble des métadonnées pour avoir une documentation précise des sauts liés à des interventions humaines (changement de récepteur ou d'antenne). Cela suppose aussi un contrôle de la série pour écarter toute déformation transitoire (saut co-sismique, déformation post-sismique, séisme lent), il faut donc aussi disposer d'un bon catalogue d'événements géophysiques.

Lorsque l'on commence à traiter des volumes importants de données, avec l'intégration parfois de réseaux GNSS commerciaux qui ne remplissent pas le même cahier des charges que les réseaux scientifiques, il est difficile d'assurer une bonne fiabilité des métadonnées. Il devient donc fastidieux de tout contrôler et de documenter toutes les irrégularités dans les séries temporelles. Par ailleurs, les résultats ne sont pas forcément reproductibles d'un opérateur ou d'une méthode à l'autre.

### 2.2.2. Approche statistique

Les méthodes statistiques sont une bonne alternative aux analyses classiques des séries temporelles qui sont chronophages. Ceci est d'autant plus vrai que le jeu de données devient conséquent avec plusieurs centaines de stations GNSS à traiter avec des métadonnées parfois incomplètes.

Ces méthodes doivent bien sûr être validées avant d'être appliquées en aveugle sur les grands jeux de données. Elles doivent permettre de lever 2 difficultés : 1) déterminer avec précision la vitesse intersismique lorsque la série temporelle contient des déformations transitoires et 2) atteindre la précision submillimétrique nécessaire dans des contextes tectoniques stables. C'est la méthode MIDAS (Blewitt et al., 2016) que nous appliquons dans nos travaux. Le principe de cette méthode est de prendre des paires de points à 1 an d'intervalle. De cette façon, elle s'affranchit des effets saisonniers et des discontinuités. Pour cela, il faut disposer de jeux de données suffisamment longs, mais c'est de toute façon un prérequis pour déterminer une vitesse long-terme quelle que soit la méthode utilisée. Cette méthode s'avère être très robuste et les temps de calcul sont plusieurs ordres de grandeur inférieurs aux approches classiques, de l'ordre de la minute pour plus de 1300 stations sur 18 ans.

Dans les grandes lignes, MIDAS se décompose de la façon suivante :

- A partir des paires de points à 1 an d'intervalle, un histogramme est construit sur la base de leur différence, exprimant le nombre de paires en fonction de la différence de position
- Une courbe gaussienne est définie pour écarter tous les points aberrants ou les contributions des sauts
- A partir de l'histogramme réduit, on lui définit une nouvelle courbe gaussienne dont la moyenne donnera la vitesse long-terme de la station

### 2.2.3. Méthodologie appliquée par étapes

Dans le cadre du projet européen EPOS, Déprez et al. (2020) ont réalisé la comparaison entre les résultats issus d'un modèle trajectoire avec PYACS et ceux issus d'une approche statistique avec MIDAS. Le diagramme de la figure 4-05 montre les 4 stratégies appliquées en parallèle sur le même jeu de données issu de l'analyse GAMIT/GLOBK.

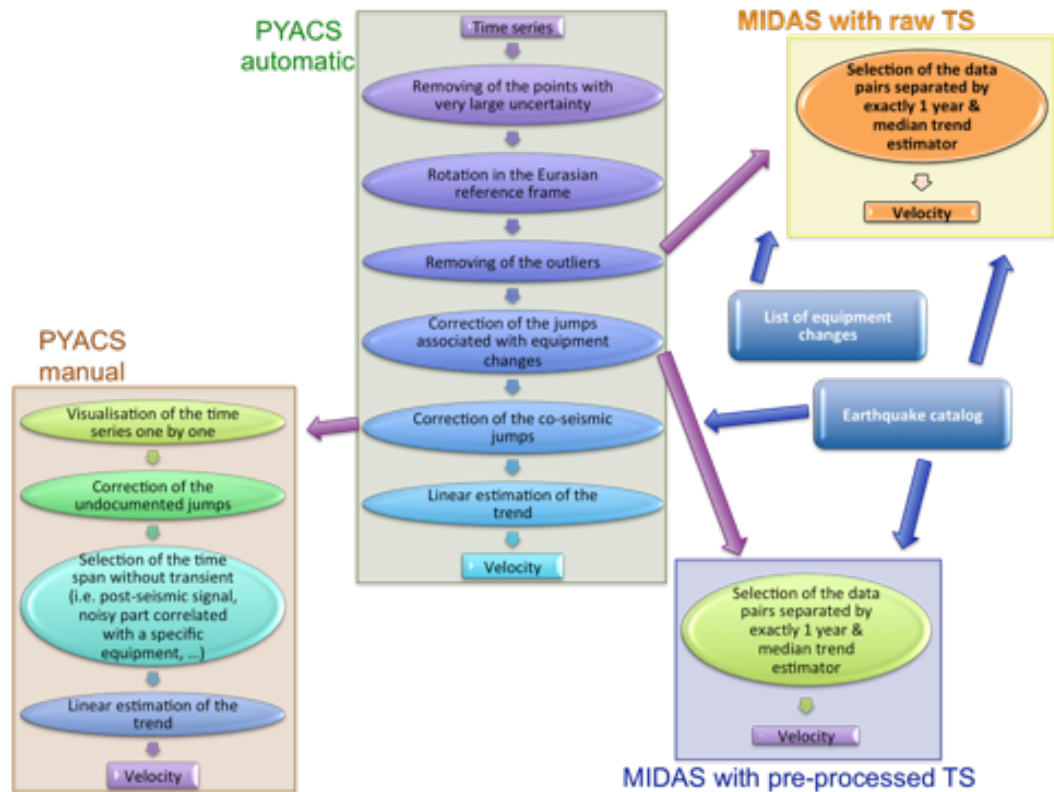


Figure 4-05 : diagramme pour les différentes étapes des 2 méthodes de modèle de trajectoire avec PYACS (régression linéaire sur les périodes intersismiques) et d'approche statistique avec MIDAS à partir des séries temporelles brutes ou nettoyées, d'après Déprez et al. (2020).

Les 4 stratégies d'analyse développées par les auteurs sont les suivantes :

- Un traitement automatique avec PYACS
- Un traitement manuel avec PYACS qui permet d'enlever en plus les sauts ou autres signaux non documentés dans les métadonnées ou les catalogues géophysiques. Cette stratégie nécessite une inspection visuelle de toutes les séries
- Une analyse statistique avec MIDAS à partir des séries temporelles brutes
- Une analyse statistique avec MIDAS à partir des séries temporelles corrigées avec PYACS

Les résultats de la comparaison entre les méthodes seront montrés en section 3 pour le jeu de données européennes dans le cadre du projet EPOS. Nous retenons que les auteurs ont montré que la méthode MIDAS non seulement permet un gain considérable en moyen de calcul et en ressource humaine, mais également permet d'intégrer un jeu de données discontinues ou avec des métadonnées incomplètes.

### 3. Des résultats pour l'Europe : EPOS

Le lien très fort entre les observations et la recherche en GNSS à ISTERre a poussé la communauté locale à s'impliquer dans le grand projet d'infrastructure de recherche EPOS. Cela présentait l'occasion de changer d'échelle géographique et méthodologique pour développer des solutions permettant de couvrir tout le continent et travailler en réseau avec nos collègues européens.

#### 3.1. Le contexte tectonique de l'Europe

Je présente ici succinctement le contexte tectonique de l'Europe occidentale et de la France métropolitaine. Comme nous le voyons sur la figure 4-06, le continent européen est massivement porté par la plaque Eurasia, se situant donc dans un domaine intraplaque, loin des principales limites liées aux grandes plaques. Comme dans de nombreuses autres régions intraplaques, les taux de déformation et de sismicité actuels sont très lents (e.g. Mazzotti et al., 2020).

La plaque Eurasia est cependant bordée au Sud par les plaques Adria (péninsule adriatique) et Nubia (Afrique). La figure 4-06 montre les vitesses relatives déterminées par les données GNSS pour quelques sites et les cercles jaunes représentent la sismicité, très forte au niveau des limites de plaque.

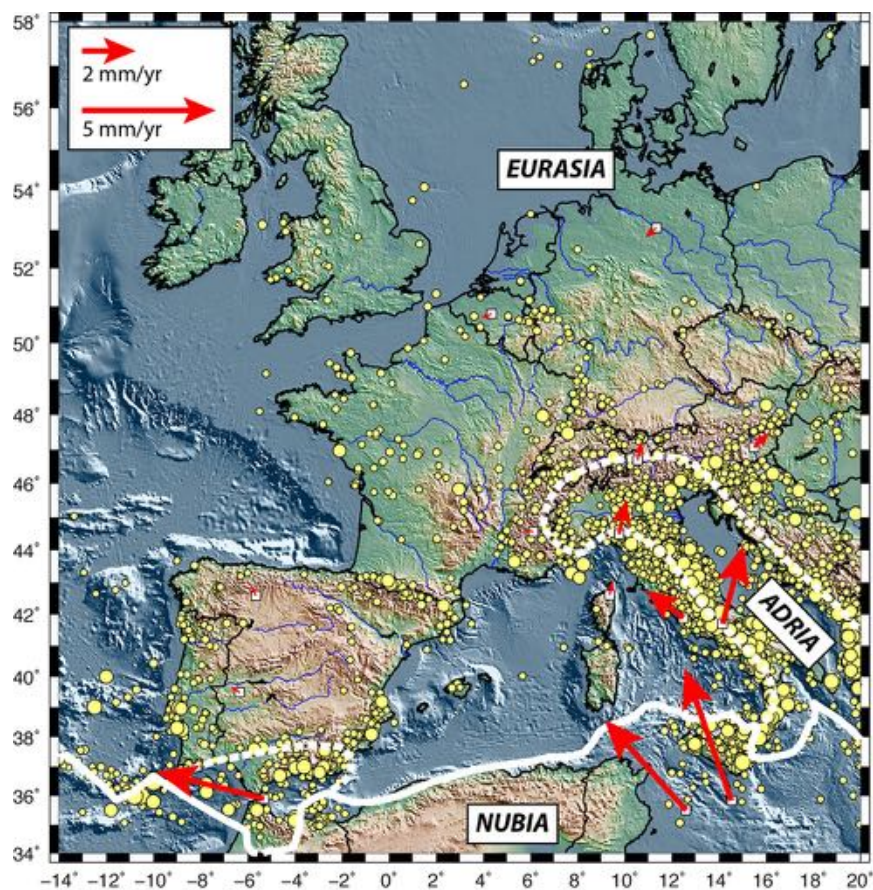


Figure 4-06 : carte tectonique de l'Europe occidentale (Mazzotti et al., 2020). Au Sud la ligne continue blanche marque la limite entre les plaques Eurasia et Nubia et la ligne blanche en pointillés marque la limite entre les plaques Eurasia et Adria (péninsule adriatique). Les cercles jaunes représentent la sismicité et les vecteurs rouges indiquent les vitesses relatives déterminées par les données GNSS (d'après Masson et al. 2019).



Les travaux de Walpersdorf et al. (2015, 2018) -entre autres études- s'intéressent particulièrement aux déformations dans l'arc alpin, formé par la convergence de la plaque Adria avec la plaque Eurasia. Les questions sont de déterminer le mouvement vertical des Alpes et de savoir si les différentes zones sont en compression ou en extension malgré le contexte général compressif.

Pour cela des stations GNSS ont été installées dans les Alpes depuis la Haute-Savoie jusqu'à l'Ardèche et les Alpes de Haute-Provence, dans le cadre du SNO-RENAG auquel j'ai contribué pour le développement de ce réseau. Toutes les études scientifiques portant sur la déformation de l'arc alpin et des failles actives ne sont rendues possibles que grâce aux observations à long terme qui sont développées dans les observatoires. Ces efforts sont portés par de nombreux laboratoires français et pays européens. Leur mutualisation permet d'accéder à un réseau continental important pour la compréhension des déformations en Europe et la sismicité associée.

### 3.2. Le projet EPOS

EPOS est l'acronyme pour « European Plate Observing System » et il est une infrastructure de recherche en Terre solide. Il y a au total 10 thématiques couvertes par ce projet, listées par leur pictogramme sur la figure 4-07. Je suis impliquée dans le groupe « GNSS data and products » avec Anne Socquet et Andrea Walpersdorf et ISTerre-OSUG est un des 2 centres européens de calculs des produits GNSS avec l'INGV (Italie).



Figure 4-07 : l'infrastructure européenne EPOS (European Plate Observing System) en Terre solide et les différentes thématiques développées.

### 3.3. Le programme « GNSS data and products »

Le programme « GNSS data and products » est l'une des 10 thématiques développées dans EPOS, comme le montre la figure 4-07. Il a pour objectif de fédérer la communauté européenne et de regrouper les activités et les efforts sur la distribution des données GNSS en Europe, également de mettre à disposition de la communauté scientifique les produits calculés à partir de ces données : solutions journalières, séries temporelles de positionnement, champ de vitesse.

Dans le but d'avoir un portail unique et commun, une plateforme open-source appelée GLASS a été développée. Sa raison d'être est de collecter, archiver et disséminer les données et les métadonnées des stations GNSS en Europe. En collaboration avec EUREF, sous-commission pour l'Europe de l'IAG (International Association of Geodesy), tous les nœuds de GLASS sont connectés pour offrir un seul point d'accès au travers d'un portail Web unique. La figure 4-08 montre le rôle de GLASS et l'architecture dans l'organisation de cette plateforme. Les fonctionnalités développées sont :

- [GNSS Products Portal](#) : observations et produits
- [Data Gateway Portal](#) : dissémination des données
- [M3G Portal](#) : gestion des métadonnées
- [Virtual Machine](#) : distribution des logiciels

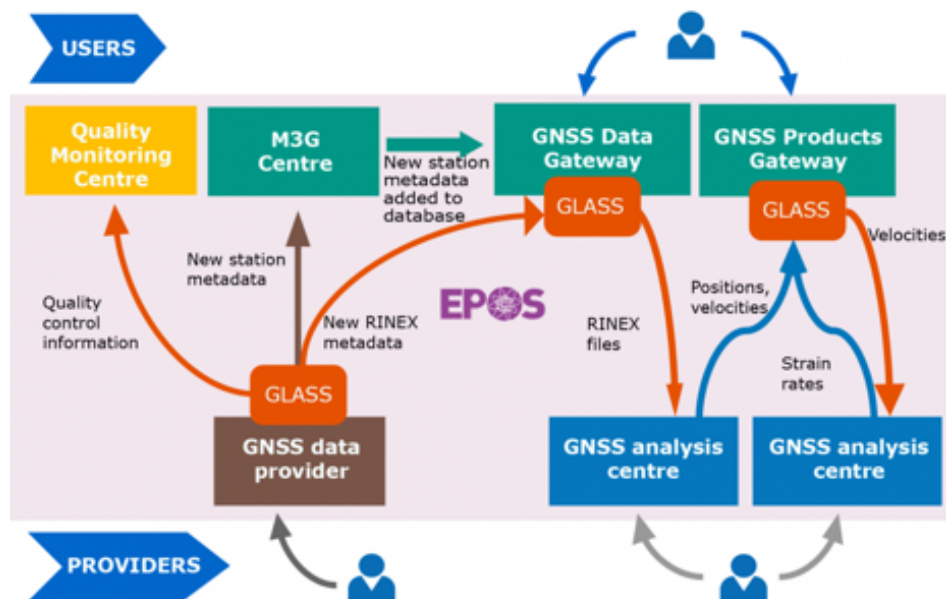


Figure 4-08 : organisation et fonctionnalités de la plateforme GLASS dans le cadre de l'infrastructure de recherche EPOS pour le programme « GNSS data and products » (site web d'EPOS).

Il y a 2 centres européens d'analyse des données GNSS qui sont ISTERre-OSUG, pour le compte du CNRS et de l'Université Grenoble Alpes, et l'INGV en Italie. A Grenoble nous sommes en charge du calcul de solution en double différence (positionnement relatif) avec GAMIT et l'INGV produit les solutions en positionnement absolu avec GIPSY. Ainsi, deux jeux de solutions calculées indépendamment l'une de l'autre sont proposés à la communauté scientifique avec des méthodes différentes.

Les produits que ces 2 centres de calcul doivent mettre à disposition sont :

- Les combinaisons journalières
- Les séries temporelles de positionnement
- Les champs de vitesse

### 3.4. Le calcul des solutions EPOS à ISTERre-OSUG

La solution calculée à ISTERre-OSUG pour l'Europe intègre différents réseaux géodésiques et comporte près de 1360 stations GNSS permanentes, dont 772 en France (réseaux RENAG, RGP et ORPHEON). Une analyse en double différence avec une telle densité de stations en France n'avait jamais été réalisée. Dans le reste de l'Europe, ce sont les données des réseaux scientifiques EPN, RING et NOA d'un côté et du réseau commercial SMARTNET en Grèce qui ont été intégrées.

En attendant que le portail GLASS soit pleinement opérationnel, nous avons dû récupérer les données GNSS directement chez les partenaires (UBI, GéoAzur, INGV, NOA) pour le calcul de la 1<sup>ère</sup> solution avec GAMIT, comme le montre le schéma de la figure 4-09. Au total, sur la période 2000-2017 inclus, avec ces quelques 1360 stations GNSS ce sont plus de 3.6 millions de fichiers rinex (environ 1.8 To) qui ont été traités pour calculer les séries temporelles et déterminer un champ de vitesse sur l'Europe. Une carte du réseau est montrée sur la figure 4-11, elle est extraite du site Web interactif hébergé à l'OSUG.

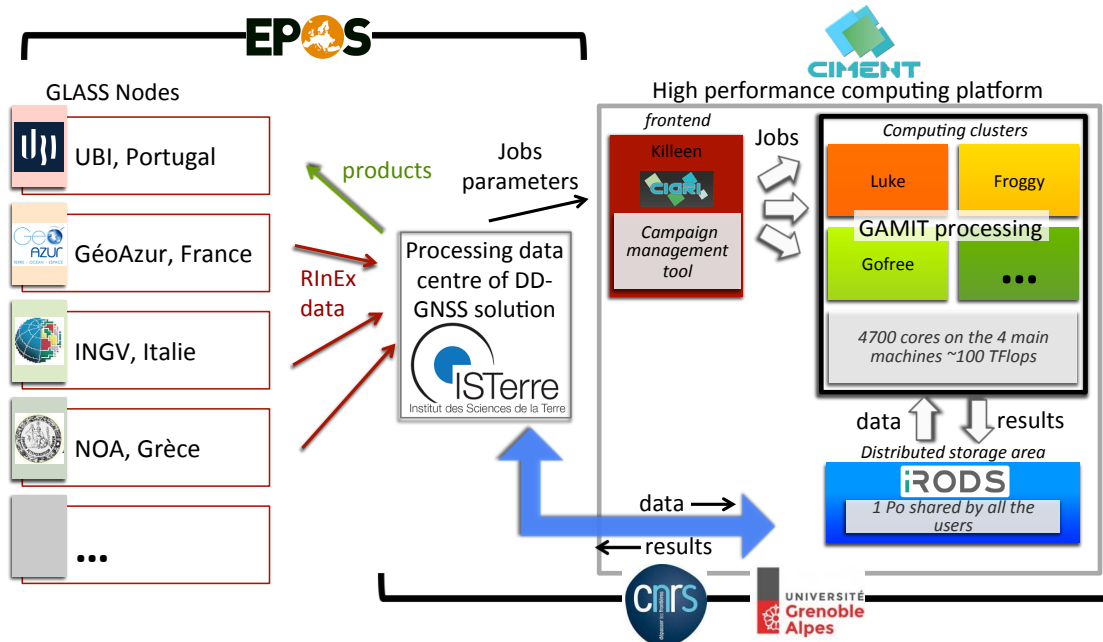


Figure 4-09 : diagramme qui montre la procédure de calcul pour la 1<sup>ère</sup> solution EPOS avec GAMIT réalisée à ISTERre-OSUG (communication personnelle Aline Déprez).

Quant au calcul, il a été réalisé sur une plateforme HPC (High Performance Computing), le mésocentre CIMENT (Calcul Intensif / Modélisation / Expérimentation Numérique et Technologique) de l'Université Grenoble Alpes. Ce mésocentre est devenu maintenant une infrastructure de calcul intensif de l'UMS GRICAD. Tous nos calculs ont été gérés par CiGrid, un gestionnaire en mode grille pour l'exécution de grands ensembles de tâches paramétriques sur plusieurs sites (grilles légères) comme Luke, Gofree, Froggy, ... avec Killeen comme frontale pour lancer les calculs. Plusieurs milliers de calculs indépendants peuvent ainsi être soumis, chacun correspondant à un sous-réseau et un jour donné.

Nous avons 18 ans de données et jusqu'à 30 sous-réseaux, soit un total de 99 120 calculs à exécuter, chacun durant en moyenne 25 minutes. Un mode de calcul « best-effort » permet d'optimiser l'utilisation des grilles de calcul : pour des calculs de courte durée comme les nôtres, il est possible de s'insérer entre toutes les grosses demandes sans bloquer l'accès aux autres utilisateurs, de façon à boucher les trous dans le planning des calculs. Quant à la combinaison des solutions, elle représente environ 6500 calculs et ne dure que quelques minutes.

Les données étaient exclusivement stockées sur un système de virtualisation du stockage (IRODS) offrant de nombreuses fonctionnalités. Depuis l'été 2020, nous passons progressivement au système de stockage SUMMER (Stockage Unifié Mutualisé Massif Evolutif et Réparti) de l'UGA, qui présente l'avantage d'être directement accessible depuis les serveurs GRICAD comme depuis les serveurs de calcul hébergés à ISTERre.

Ce travail réalisé avec les ressources de l'université n'a pu être possible que grâce à l'implication et l'expertise des ingénieurs de la plateforme HPC, en particulier Bruno Bzeznik et Françoise Roch.

### 3.5. Les séries temporelles et les corrections

Comme nous l'avons décrit en section 2.2, les séries temporelles constituent un produit réalisé à l'issue de l'analyse des données GNSS en double différence et de leur combinaison journalière. Il y a différentes étapes de post-traitement pour arriver à des séries temporelles finales qui soient exploitables pour les études scientifiques. L'outil PYACS a été utilisé pour faire les différentes corrections, soit de façon manuelle, soit ensuite de façon automatisée.

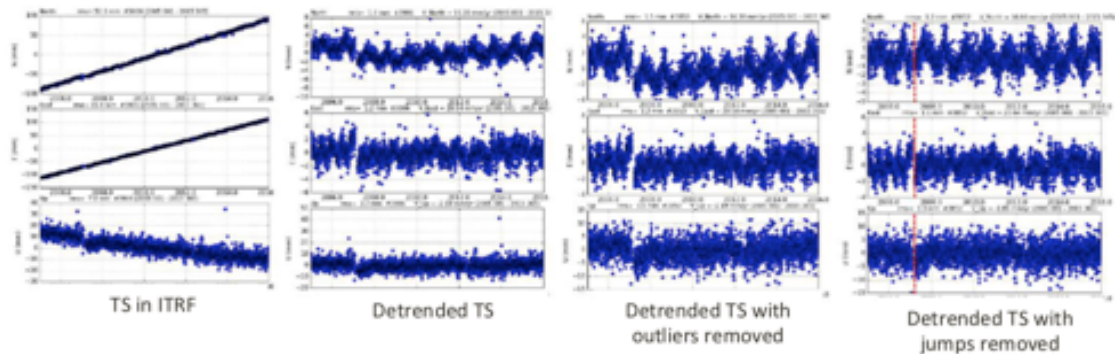


Figure 4-10 : les différentes étapes pour les corrections en post-traitement des séries temporelles de positionnement avec l'outil PYACS, ici pour la station ACOR sur les 3 composantes (N-S, E-W, vertical).

Les étapes successives sont les suivantes :

- Visualisation des séries temporelles pour un contrôle humain
- Correction de la composante linéaire ou « detrend » de la série
- Elimination des « outliers » ou points aberrants
- Correction des sauts dus à un changement de matériel à partir des métadonnées

La figure 4-10 montre l'exemple pour la station ACOR (Espagne) sur les 3 composantes. Ce sont ces séries « corrigées » qui sont mises à disposition de la communauté scientifique dans le cadre du projet EPOS.

### 3.6. Les produits GNSS diffusés par ISTERre

Les produits calculés à ISTERre-OSUG doivent être distribués par la plateforme officielle GLASS. Pourtant, pour gagner en visibilité sur nos activités de recherche et d'observation, le choix a été fait de les présenter également sur le site web d'ISTERre hébergé à l'OSUG :

<https://www.isterre.fr/english/research-observation/research-projects/european-projects/article/epos-gnss-products.html>

La figure 4-11 est un extrait de ce qui est disponible sur le site web, en particulier la carte interactive qui permet d'avoir la localisation des stations GNSS traitées et de visualiser la série temporelle correspondante. Par ailleurs, un DOI sur les solutions a été demandé de façon à documenter les produits mis à disposition et à être cités par la communauté scientifique. Ce travail a été réalisé par Aline Déprez en collaboration avec les ingénieurs de l'OSUG, en particulier Eric Drevet et Laurent Bourges.

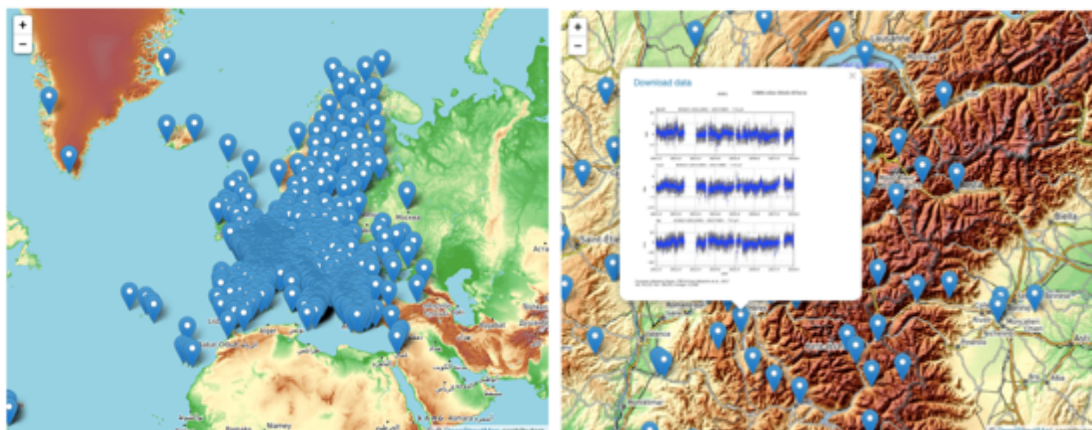


Figure 4-11 : extrait du site web à ISTERre-OSUG qui montre la localisation et permet de visualiser les séries temporelles pour les stations GNSS intégrées à l'analyse double différence, d'après Déprez et al. (2020)

La figure 4-12 représente le champ de vitesse obtenu en Europe. Nous avons en bleu les vecteurs pour la méthode MIDAS et en rouge la solution extraite de la série temporelle obtenue avec GLOBK. Dans l'ensemble nous voyons la très bonne corrélation entre les 2 solutions. Si l'on fait la différence entre les 2 solutions, il n'y a pas de biais systématique mais il apparaît dans certaines régions d'Europe des écarts notables, comme le montre la figure 4-12. Ils apparaissent essentiellement en Italie dans les Apennins et en Grèce, deux zones tectoniquement très actives.

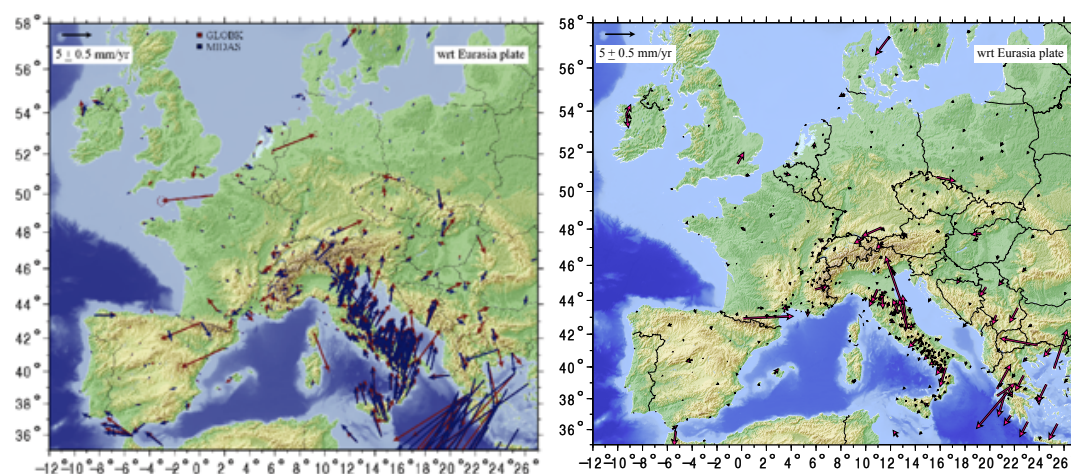


Figure 4-12 : à gauche, champs de vitesse obtenus par la méthode MIDAS (bleu) et à partir des séries temporelles obtenues avec GLOBK (rouge) ; à droite, différence entre les solutions de vitesse obtenues par MIDAS et à partir des séries temporelles obtenues avec GLOBK. D'après les travaux d'Aline Déprez.

L'histogramme de la figure 4-13 montre que la grande majorité des résultats offrent une différence inférieure à 0.5 mm/an pour les composantes horizontales et verticale. La solution MIDAS est remarquablement robuste et fiable compte-tenu de la simplicité à la mettre en œuvre. Les différences sont moindres pour les composantes horizontales que pour la composante verticale, elles restent néanmoins tout à fait acceptables.

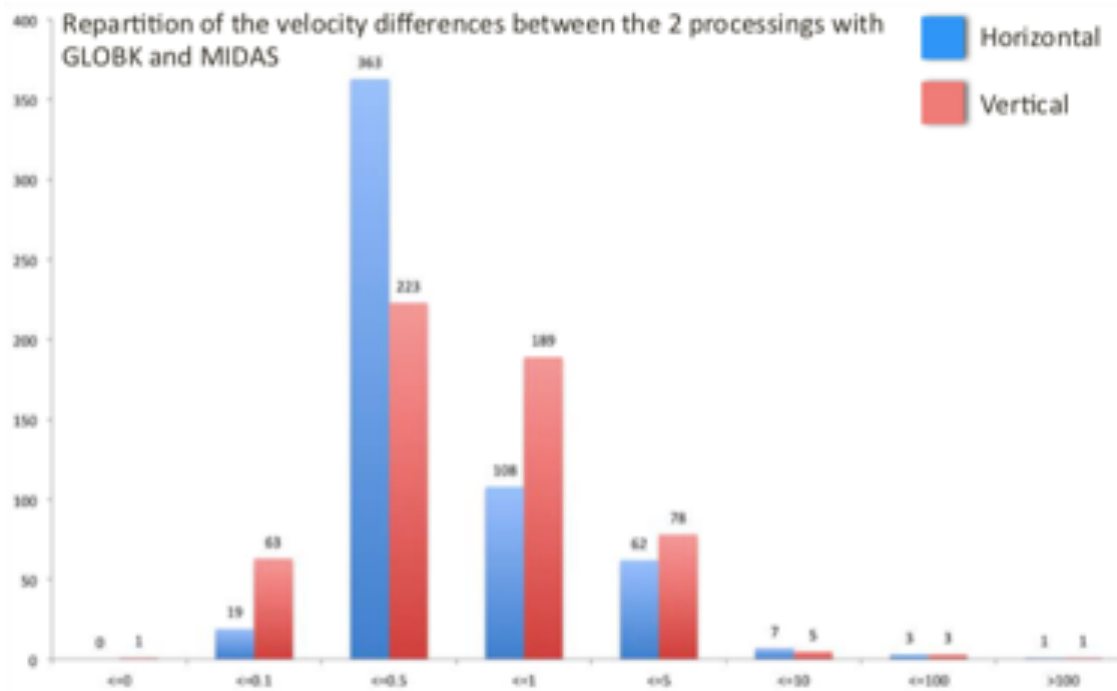


Figure 4-13 : répartition des différences de vitesse entre les solutions GLOBK et MIDAS pour les composantes horizontales (en bleu) et la composante verticale (en rouge).

Sur les figures 4-14 et 4-15, nous montrons les résultats des travaux d'Aline Déprez pour le champ de vitesses obtenu en Europe avec la méthode MIDAS. Le champ de vitesses horizontales en figure 4-14 montre des déformations intraplaques faibles alors qu'en limite de plaque nous obtenons des vitesses horizontales jusqu'à 5 mm/an sur la plaque adriatique et de plus de 20 mm/an en Grèce, comme nous l'avons présenté en introduction. Quant aux déformations verticales, à l'échelle de l'Europe les grandes tendances montrent une surrection dans les pays scandinaves due au rebond postglaciaire et une subsidence dans la lagune de Venise (figure 4-15).

Des résultats préliminaires sur les champs de contrainte ont été obtenus mais n'ayant pas du tout pris part à ces travaux, je ne les présenterai pas ici.

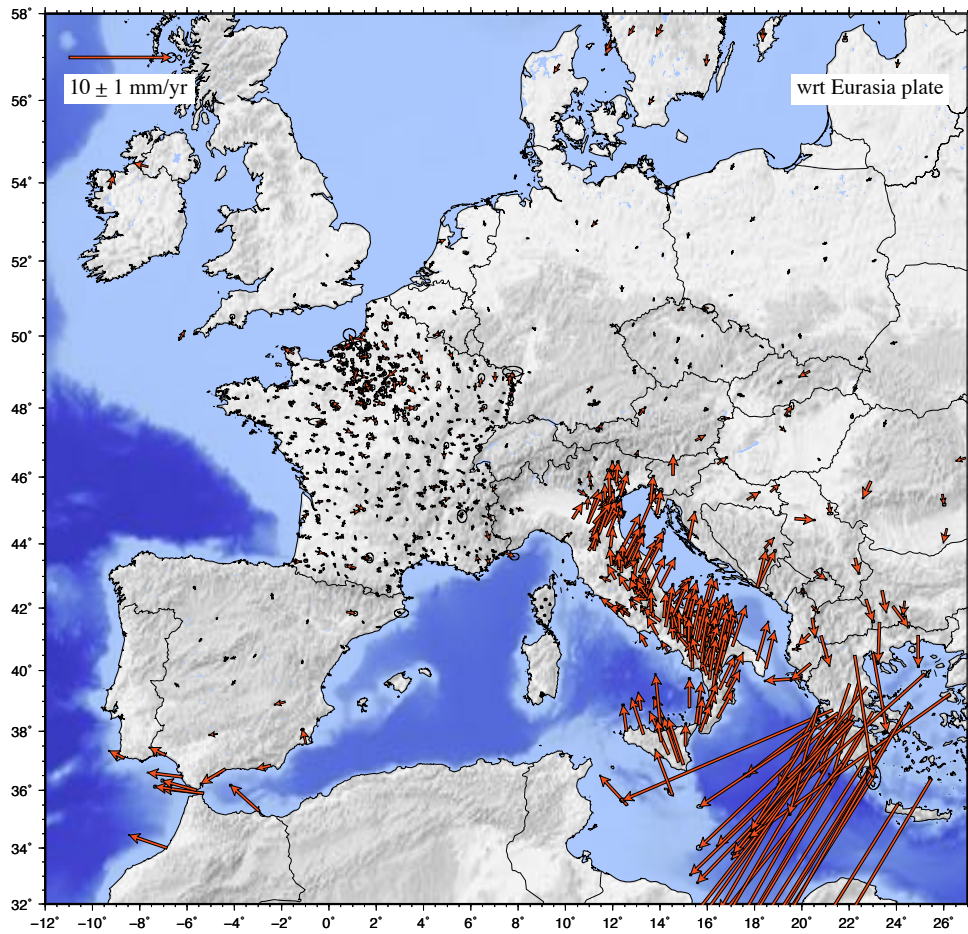


Figure 4-14 : champ de vitesses horizontales en Europe obtenues avec MIDAS, d'après les travaux d'Aline Déprez.

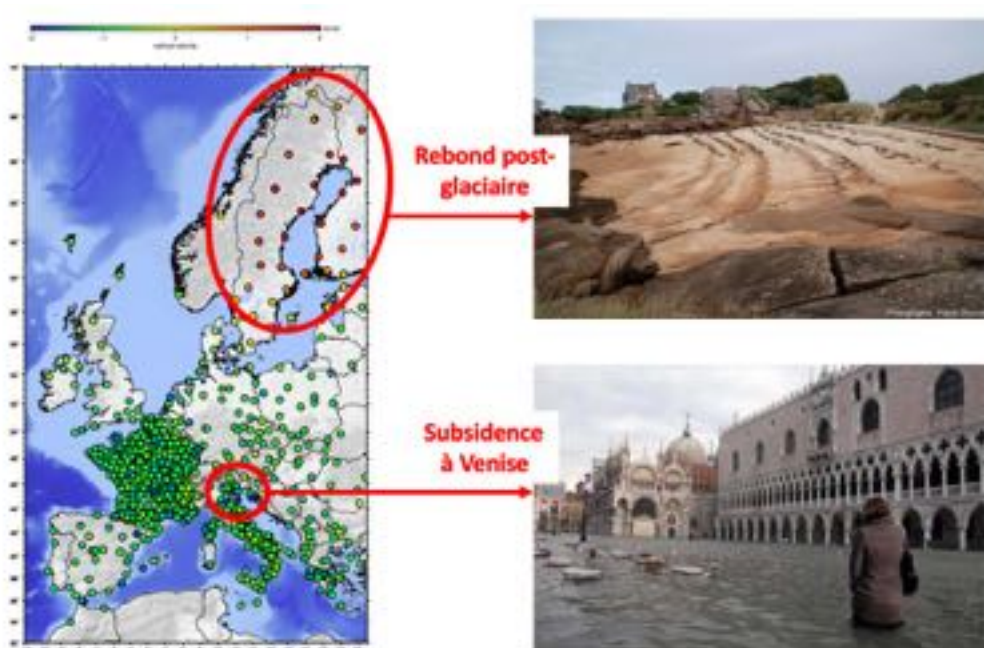


Figure 4-15 : champ de vitesses verticales eu Europe obtenues avec MIDAS, en rouge les sites en surrection et en bleu les sites en subsidence, d'après les travaux d'Aline Déprez.

Ce qu'il faut retenir des travaux effectués sur le projet EPOS, c'est qu'il a été l'occasion pour l'équipe qui travaille en GNSS à ISTERre de passer à une autre échelle afin de replacer nos études dans les Alpes françaises dans un contexte tectonique plus large. Notamment des travaux plus spécifiques sur les Apennins ont émergé, d'autres suivront encore à n'en point douter.

Pour s'adapter à ce changement d'échelle, il a fallu développer de nouvelles méthodes de travail qui puissent intégrer un traitement massif des données GNSS. Ces développements méthodologiques ont rapidement bénéficié à d'autres projets, comme ceux conduits au Japon pour l'étude des déformations et des séismes associés.

#### 4. Des résultats pour le Japon

Le travail et les résultats présentés dans cette section sont le fruit du travail de Qian Sun, étudiant en 2<sup>ème</sup> année de Master de l'ENSTA de Brest en stage à ISTERre en 2017 sous la direction d'Anne Socquet et moi-même. Le stage de Qian est arrivé au moment opportun où d'une part les procédures de traitement massif des données avaient été validées pour le projet EPOS et d'autre part j'avais fait pour le compte du laboratoire l'acquisition de l'ensemble des données GNSS du réseau GEONET japonais de 1994 à 2013.

##### 4.1. Contexte géodynamique et enjeux scientifiques

Comme le montre la figure 4-16, le Japon est un archipel qui se situe dans une zone de contact de 4 plaques tectoniques : la plaque Pacifique qui plonge sous la plaque Nord-Amérique, ainsi que la plaque Philippine qui plonge sous la plaque Eurasie. Ce contexte tectonique très particulier a formé l'archipel et c'est donc un pays extrêmement actif d'un point de vue sismique et volcanique. Outre les séismes classiques très meurtriers et ravageurs qui sévissent régulièrement, de nombreux séismes lents se produisent également au Japon.



Figure 4-16 : subduction des plaques sous l'archipel du Japon (©CNRS, d'après Jolivet, 1995)

##### 4.2. Le réseau GEONET et les données GNSS

Lorsque nous avons constaté à ISTERre qu'il était possible d'acquérir l'ensemble des données GNSS du Japon, M. Campillo, H. Perfettini et moi avons monté un projet de financement. Ainsi nous avons pu faire l'acquisition de l'ensemble des données acquises par le réseau national japonais GEONET de 1994 à 2013. Ces données servent à l'ensemble de la communauté pour les études des séismes, comme celui de Tohoku de 2011, également pour les études des séismes lents ou des déformations de surface en lien avec les surcharges liées aux marées ou encore aux conditions climatiques.



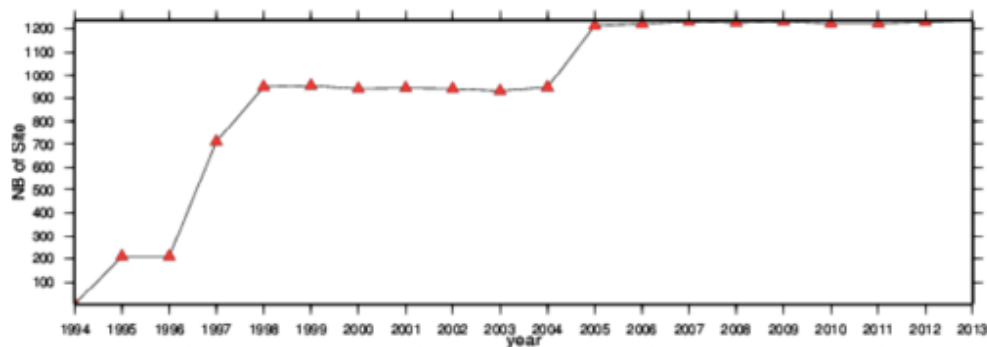


Figure 4-17 : nombre de stations GNSS du réseau GEONET au Japon, à partir du jeu de données acquies par ISTERre en 2015, d'après Sun (2016).

La figure 4-17 montre le nombre de stations GNSS du réseau GEONET au Japon, avec des phases de développement très nettes en 1994, entre 1996 et 1998 et en 2004. Dès 2005, plus de 1200 stations GNSS permanentes étaient opérationnelles sur l'ensemble du territoire japonais. La carte de la figure 4-18 montre l'évolution du réseau GEONET sur l'ensemble de l'archipel nippon, avec un code couleur qui indique l'année à partir de laquelle les stations sont opérationnelles, les 2/3 des stations ayant été installées entre 1996 et 1998.

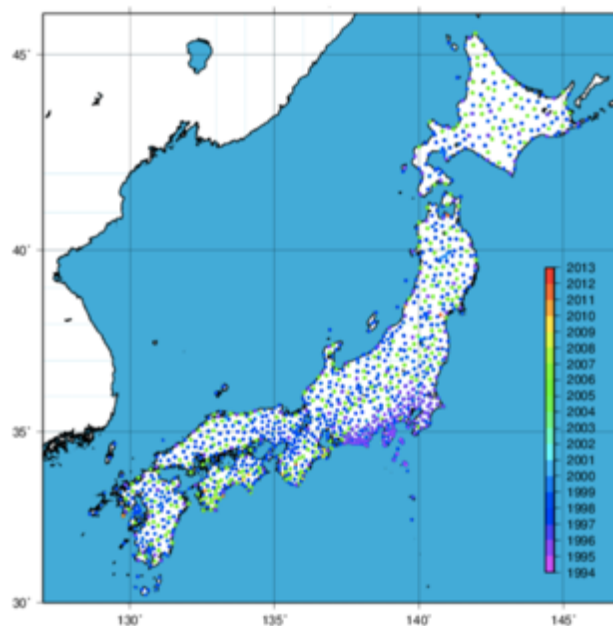


Figure 4-18 : carte de localisation des stations GNSS du réseau GEONET au Japon. Chaque point représente une station et le code couleur indique l'année de mise en service, d'après Sun (2016).

#### 4.3. Calcul des séries temporelles

Sur le même schéma que pour le projet européen EPOS, le calcul des séries temporelles pour les données du Japon a été réalisé sur CIMENT avec le logiciel GAMIT. Dans les périodes de temps où le nombre de données était à son maximum à partir de 2005 avec plus de 1200 stations GNSS opérationnelles, jusqu'à 34 réseaux ont été définis pour le calcul en sous-réseaux. Nous voyons sur la figure 4-19 la définition des sous-réseaux grâce au code couleur. Ils regroupent des stations qui sont géographiquement proches et se décalent ensuite de façon à couvrir l'ensemble des localisations.

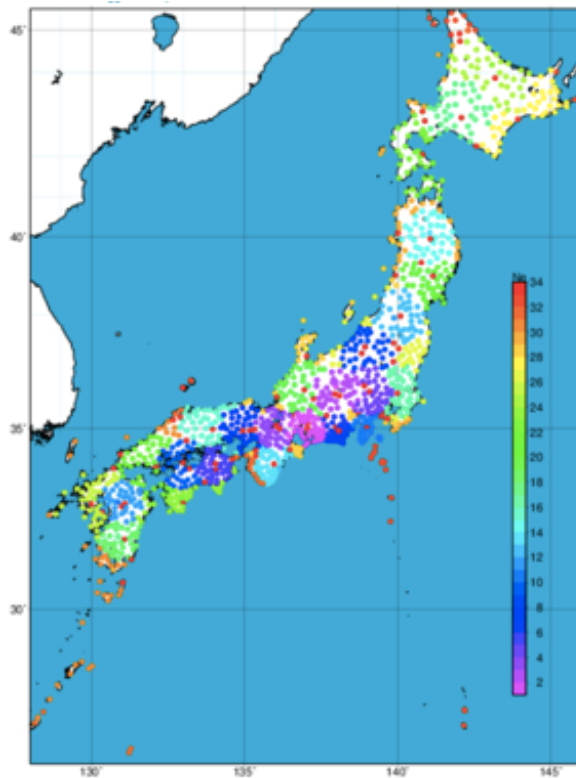


Figure 4-19 : carte de distribution des stations GNSS du réseau GEONET du Japon au 30/12/2009. Les couleurs représentent les différents sous-réseaux pour le calcul, au nombre de 34 pour ce jour, d'après Sun (2016).

La figure 4-20 est un exemple de l'ensemble de séries temporelles obtenues (composante Nord-Sud), pour la zone de Tohoku. Les stations sont classées en fonction de leur latitude, suivant un code couleur qui permet une meilleure lisibilité. Nous voyons sur l'ensemble des stations GNSS le déplacement cosismique dû au séisme de Tohoku du 11 mars 2011 ( $M_w = 9.1$ ).

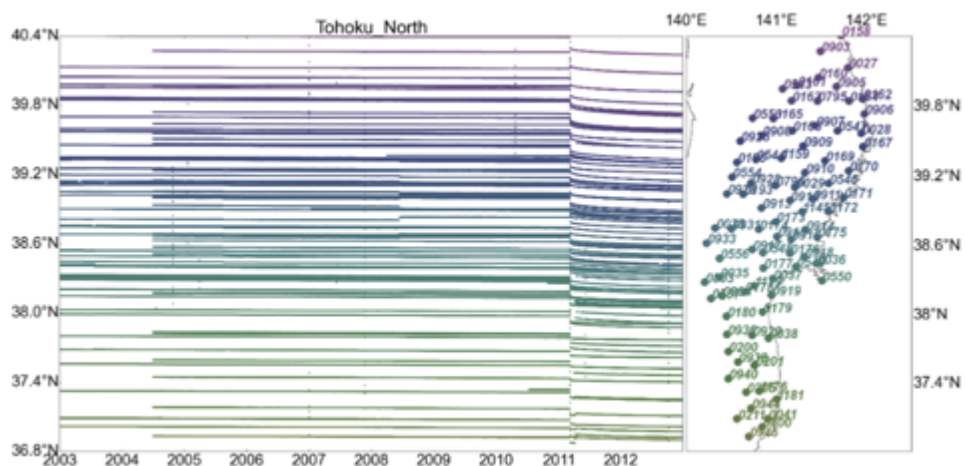


Figure 4-20 : séries temporelles de positionnement pour la composante Nord des stations GNSS dans la zone de Tohoku. Les stations sont identifiées par un dégradé de couleurs et sont classées suivant leur latitude. En 2011 nous voyons le décrochement dans les séries dû au séisme de Tohoku du 11 mars 2011 ( $M_w = 9.1$ ).

Nous ne présentons pas ici l'ensemble des résultats car nous avons plus de 1200 séries temporelles calculées sur la période 1994-2013. Ces séries sont à disposition de la communauté à ISTERre et servent à plusieurs projets de recherche pour les équipes « cycle sismique », « mécanique des failles » et « ondes et structures ». Par ailleurs, une ANR puis un projet ERC portés par Anne Socquet reprennent actuellement l'ensemble de ces données pour la détection des petits signaux transitoires tectoniques.

#### 4.4. A la recherche de SSE dans la zone de Boso

Dans le cadre de la thèse de Blandine Gardonio (ISTERre), Qian Sun a fait des essais sur la zone de Boso, siège de séismes répétitifs et de SSE (Gardonio et al., 2018). L'objectif était de repérer, dans les séries temporelles de positionnement, des signaux de SSE qui se produisent dans cette zone et qui peuvent être corrélés à l'activité de séismes répétitifs. Une rotation de  $140^\circ$  a été appliquée, c'est la direction de glissement des SSE et c'est donc celle sur laquelle nous pouvons voir l'anomalie la plus forte.

Qian a ensuite calculé la vitesse moyenne à l'aide d'une fenêtre glissante. Différentes largeurs de fenêtres entre 15 jours et 6 mois ont été testées. Par ailleurs, une série temporelle moyenne est calculée à partir des stations localisées en zone stable. Elle sert à la correction des modes communs pour ne garder que les signatures tectoniques.

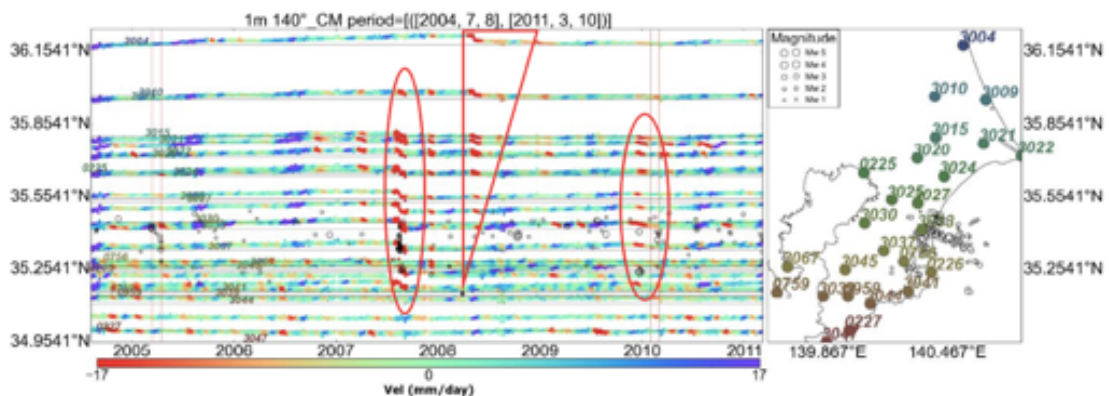


Figure 4-21 : une rotation de  $140^\circ$  a été appliquée sur les séries temporelles de la zone de Boso, correspondant à la direction de glissement maximal. La vitesse moyenne est calculée avec une fenêtre glissante de 1 mois, en rouge pour une vitesse négative et en bleu pour une vitesse positive. Les cercles représentent les séismes répétitifs.

Sur la figure 4-21, les résultats sont montrés pour une fenêtre glissante de 1 mois pour le calcul de la vitesse moyenne. Nous pouvons distinguer des variations dans les séries temporelles avec des changements de direction, mises en exergue avec des vitesses moyennes négatives (en rouge). Nous voyons qu'il y a des événements qui se produisent plus ou moins de la même façon sur l'ensemble du réseau (ellipses) alors que d'autres épisodes sont plus longs à un bout du réseau qu'à son autre extrémité (triangle). Gardonio et al. (2018) ont utilisé ces séries temporelles pour corroborer la détection des SSE avec les séismes répétitifs.

De nouveaux projets sont en cours et font l'objet de travaux de thèse. Axel Periollat étudie les phases pré- et post-sismiques du séisme de Tohoku à partir d'une analyse cinématique des données GNSS avec GIPSY. Lou Marill a repris l'analyse des séries temporelles statiques avec GIPSY également pour mettre en lumière les phases d'accélération des déformations le long de la fosse japonaise avec 15 ans de données disponibles. Elle dispose des séries calculées avec GAMIT pour établir des comparaisons avec ses résultats.

## 5. Conclusion

Nous avons démarré le projet de traitement massif des données en 2015 à ISTerre, avec la perspective du projet EPOS. J'ai montré dans ce chapitre le développement méthodologique que j'ai initié et qui a été réalisé, en collaboration avec les services compétents de l'UMS GRICAD et de l'OSUG.

Les nouveaux jeux de données GNSS maintenant disponibles nous poussent à revoir notre façon de travailler, tant sur la méthode que sur les échelles de temps et d'espace. Alors que les études antérieures permettaient plutôt des études fines de systèmes de failles ou d'une portion d'une zone tectoniquement active, nous sommes maintenant en mesure d'intégrer toutes les données à l'échelle d'un continent avec des séries temporelles suffisamment longues pour bien contraindre les vitesses à long terme et pouvoir identifier plusieurs épisodes de glissement asismique dans certaines régions. Cela permet d'obtenir une vue d'ensemble de la déformation et de son évolution.

Les futures études continueront de s'intéresser à l'échelle fine de la faille ou à l'échelle plus régionale pour déterminer les tendances sur le long terme. L'avantage de disposer d'un plus grand nombre des stations est qu'il y a redondance de l'information et que seules des méthodes de corrélation, entre signaux GNSS ou avec d'autres types d'observations, vont permettre de mettre en lumière des signaux tectoniques dont la signature est trop petite pour être détectée de façon isolée.

[TRAVAUX ASSOCIES]

- Thèse d'Axel Periollat (ISTerre, en cours)
- Thèse de Lou Marill (ISTerre, en cours)
- Thèse de Blandine Gardonio (ISTerre, 2017)
- Co-encadrement de Qian Sun (M2, 2016)
- Co-encadrement de Mary Grace Batho (monitorat d'observation)
- Co-encadrement d'Aline Déprez (IR, 2015-2017), Alizia Tarayoun (IE, 2018-2019) et Gael Janex (IE, 2020- ) pour le projet EPOS
- Publications :
  - Déprez A., A. Socquet, N. Cotte, A. Walpersdorf, A. Tarayoun, J.-M. Nocquet (2020). « Robust velocity field estimation from GNSS times series : statistical analysis versus trajectory models, application to Europe », *submitted to JGI*
  - Gardonio B., D. Marsan, A. Socquet, M. Bouchon, J. Jara, Q. Sun, N. Cotte, M. Campillo (2018). « Revisiting slow slip events occurrence in Boso Peninsula, Japan, combining GPS data and repeating earthquakes analysis », *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 123, 1502–1515. <https://doi.org/10.1002/2017JB014469>



## Chapitre 5 – Perspectives scientifiques et regard personnel

Les perspectives que je vais exposer permettront d'aller plus loin dans les travaux précédemment présentés. Ils seront axés sur le projet au Mexique avec l'observation pour une meilleure compréhension du cycle sismique et des processus géophysiques associés. Il y aura aussi une présentation sur les développements en observation et en méthodologie. Enfin, je poserai mon regard personnel sur le parcours réalisé et mes aspirations pour le futur.



### 1. Les perspectives pour le projet au Mexique

La collaboration entre les géophysiciens de la UNAM-Mexico et d'ISTerre a réellement débuté avec le séisme de 1985. Depuis 15 ans, la collaboration a pris une nouvelle tournure avec l'étude des séismes lents, des tremors, des LFE, etc. Il reste encore beaucoup de choses à faire pour mieux connaître la tectonique au Mexique et les glissements liés à la subduction, en poursuivant les travaux dans les différentes disciplines que sont la géodésie, la sismologie et la tectonique active.

#### 1.1. Mieux comprendre les mécanismes physiques mis en jeu sur le plan de subduction

La figure 5-01 extraite de Lay (2015) schématise le plan de subduction japonaise au Nord-Est de Honshu, dans la zone où s'est produit le séisme de Tohoku en 2011. L'auteur définit 4 grandes domaines sur la figure 5-01a qui sont : *A*- près de la fosse, une zone où se produisent les séismes tsunamigènes ou les déformations anélastiques et les glissements stables. Cette zone est de faible profondeur, les sédiments et les fluides ne provoquent qu'une faible expansion de la rupture, même si certains grands déplacements peuvent se produire et générer des tsunamis ; *B*- la zone sismogénique à l'origine des gros séismes. Elle est faite de régions relativement uniformes qui génèrent de très grands glissements ; *C*- une zone sismogénique qui produit des petits séismes de courte-période. Elle est composée de patchs de glissements stables sur une surface de stabilité intermédiaire ; *D*- la zone de transition, seulement présente dans certaines régions, qui est le siège des glissements lents, LFE et tremors. Cette zone joue un rôle important au Mexique puisque l'on observe l'ensemble de ces phénomènes. Sur la figure 5-01b, les zones de rupture sont schématisées en rouge, les zones de stabilité intermédiaire sont en orange et les zones stables ou de glissements aismiques sont en blanc.

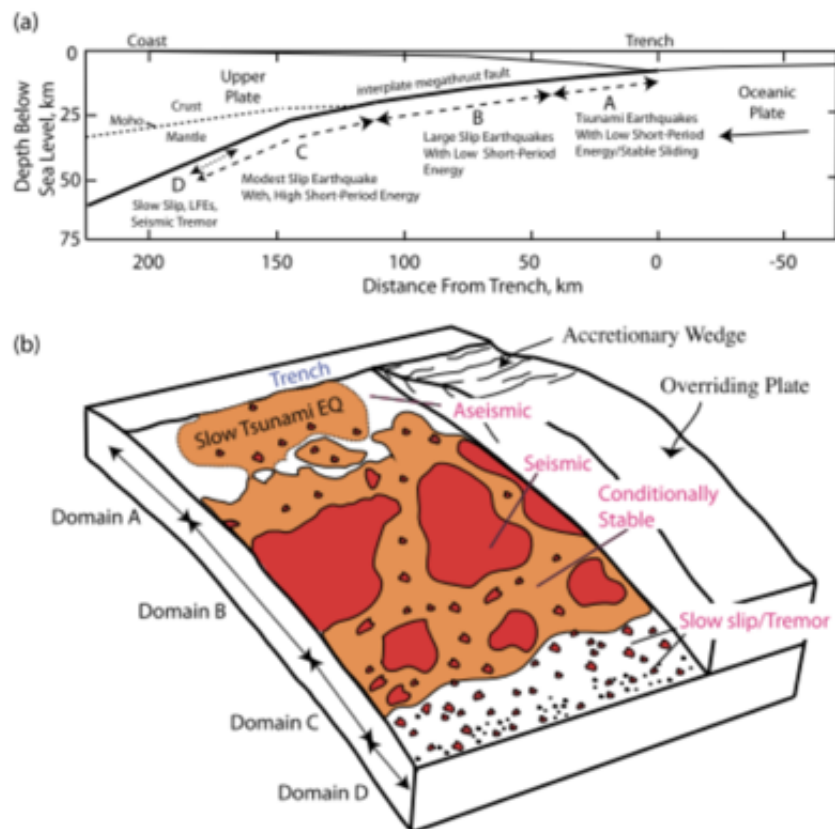


Figure 5-01 : a) schéma du plan de subduction japonaise au Nord-Est de Honshu, dans la zone où s'est produit le séisme de Tohoku en 2011. Les propriétés des 4 grands domaines A-D sont décrites dans le texte ; b) les zones de rupture sont schématisées en rouge, les zones de stabilité intermédiaire sont en orange et les zones stables ou de glissements asismiques sont en blanc. Les 4 grands domaines décrits ci-dessus sont reportés, d'après Lay (2015).

Ce schéma proposé pour le Japon peut être adapté pour le Mexique, bien que la géométrie du plan de subduction soit différente avec une rampe quasi-horizontale à partir de 40 km de profondeur environ. La recherche des signaux générés par les glissements le long du plan de subduction, ainsi que leur localisation précise, présentent un enjeu important pour connaître l'ensemble des processus mis en jeu dans cette région sismique. C'est pourquoi les efforts devront continuer d'être portés à différents niveaux : l'acquisition de données géophysiques avec un maillage assez dense et l'extraction des petits signaux (séismes, SSE, LFE, tremors) et leur corrélation pour faire ressortir leur signature du bruit et pouvoir les localiser précisément.

Si on se concentre sur la zone de transition, schématisée par le domaine D de la figure 5-01, nous savons qu'elle est le lieu où se produisent les phénomènes géophysiques largement étudiés au Mexique : les SSE, LFE et tremors. En se focalisant sur cette zone, sur la figure 5-02, extraite de Ghosh et al. (2012) pour la région des Cascades, nous voyons que 2 paramètres sont importants : la taille des aspérités et leur densité de présence. Ils vont contrôler la vitesse et la durée des glissements asismiques, également l'activité des tremors et des LFE. Le contenu fréquentiel de rupture ou glissement des aspérités doit permettre par ailleurs de faire un lien avec leur taille, avec de hautes fréquences pour des petites aspérités et des plus basses fréquences pour de plus grandes aspérités. Sachant que les signaux de haute-fréquence sont naturellement filtrés par le milieu de propagation et s'atténuent donc plus vite que les signaux de basse fréquence.



Il convient de mieux comprendre les mécanismes physiques mis en jeu pour la compréhension des glissements et ruptures sur le plan de subduction. Pour arriver à mieux les étudier il faudra être en mesure de diminuer le rapport signal/bruit dans les séries temporelles de positionnement, également d'enlever toute signature non-tectonique. Tous les travaux décrits dans le chapitre 2 devront être poursuivis pour améliorer nos analyses.

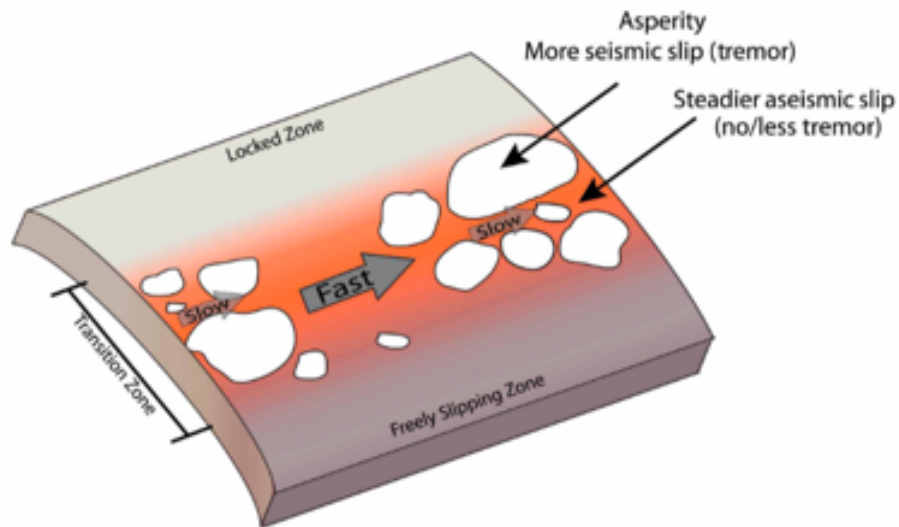


Figure 5-02 : schéma de propagation d'un glissement aisé à travers un réseau d'aspérités dans la zone de transition, proposé pour le plan de subduction des Cascades par Ghosh et al. (2012).

#### 1.2. Étendre la zone d'étude à l'ensemble de la subduction

Nos études se sont focalisées sur la zone de Guerrero, siège des plus grands SSE jamais observés au monde. Cependant, il y a aussi des SSE à Oaxaca, déjà largement documentés par ailleurs par d'autres équipes, et probablement d'autres signatures géophysiques dans les séries temporelles de positionnement encore inconnues du fait d'un déficit en observation dans certaines régions du Mexique.

La configuration du Mexique est complexe quand l'on part d'un bout à l'autre de la côte Pacifique, comme le montre la figure 5-03. On observe la succession des failles transformantes et divergentes le long de Baja California dans le golfe de Californie, la micro-plaque Rivera au large des Etats de Jalisco, Nayarit et Colima. Ensuite nous retrouvons la fosse de subduction depuis Colima au Nord-Ouest jusqu'au Chiapas au Sud-Est, qui débouche sur le point triple de limites des plaques Cocos, Nord Amérique et Caraïbes, se prolongeant sur l'isthme de Panama. Les observations sont encore insuffisantes de part et d'autre de Guerrero et Oaxaca, de nouvelles mesures nous permettraient d'étendre notre champ des observations et de notre compréhension sur le comportement de l'interface de subduction et la genèse des séismes, des glissements lents, des LFE ou des tremors.

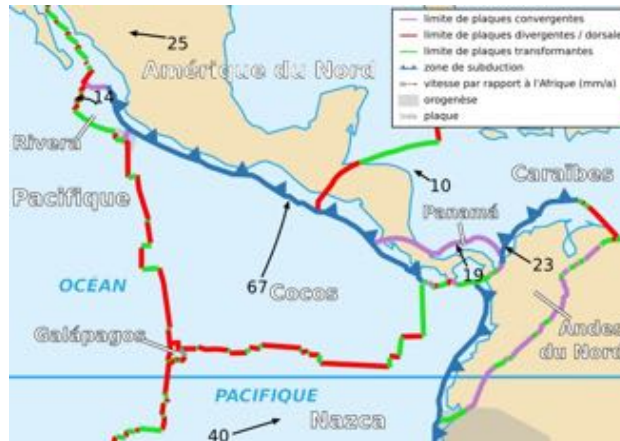


Figure 5-03 : carte des limites de plaques pour l'Amérique Centrale

En parallèle de l'extension latérale de la zone d'étude, l'instrumentation de fond de mer ouvre de nouvelles perspectives et le Mexique a déjà bénéficié très récemment du projet SATREPS financé par le Japon, visant à installer des capteurs de pression le long de la côte mexicaine au niveau de Guerrero.

Un autre aspect qu'il serait intéressant de mieux étudier est le rôle des reliefs sous-marins dans la genèse de nos observations géophysiques (e.g. Kazachkina et al., 2019). En effet, il y a de nombreux reliefs sous-marins, petits ou moyens, portés par la plaque Cocos jusqu'à la zone de fracture Tehuantepec (voir figure 3-03). Le segment de Guerrero de la zone de subduction est caractérisé par de reliefs assez petits, de hauteur de l'ordre du kilomètre. En revanche, le segment d'Oaxaca porte un plus grand nombre de monts sous-marins organisés en chaîne presque parallèle à la direction de convergence. Ces reliefs affectent particulièrement la morphologie de la fosse et du bassin d'avant arc. En particulier, au large d'Oaxaca, leur localisation est directement corrélée avec les clusters d'intense activité sismique (Manea et al., 2017). Il y a donc un lien direct entre la sismicité crustale et le relief du plancher océanique subductant.

De la même façon, dans nos observations nous avons porté une attention particulière à la ride de Nazca au Pérou. Lorsque j'ai développé pour ISTERre le réseau GNSS au Sud Pérou, entre la lagune de Paracas et la ville de Tacna à la frontière chilienne, nous avons fait le choix de densifier le réseau au niveau de la dorsale de Nazca. La direction de cette chaîne n'est pas parallèle à la direction de convergence, ce qui oblige de considérer les variations latérales qui peuvent être décalées en fonction de la profondeur. Les questions scientifiques sont de savoir quel rôle joue un tel relief sous-marin : peut-il être une barrière pour la propagation de la rupture et ainsi limiter la taille des gros séismes ? Ou au contraire est-il le siège de fortes frictions pouvant générer des gros séismes ?

De nombreux études portent sur les reliefs sous-marins à proximité des fosses de subduction, pourtant au Mexique nous manquons encore d'observations étendues tout le long de la côte pour bien contraindre le lien entre ces reliefs et la sismicité.

### 1.3. Construire un modèle global de déformation du Mexique

Les réseaux d'observation géophysique, et en particulier les réseaux de stations GNSS, se sont progressivement densifiés dans certaines régions du Mexique grâce aux efforts de différents acteurs territoriaux et scientifiques. Ainsi, la UNAM gère des stations GNSS à Guerrero et Oaxaca pour les études du cycle sismique, mais également dans de nombreuses villes portuaires pour son réseau marégraphique. Par ailleurs le service sismologique national SSN,

rattaché à la UNAM, est en charge de l'étude et l'alerte sismique dans tout le pays. Depuis près de 10 ans maintenant les stations sismologiques sont systématiquement couplées à des stations GNSS pour offrir un panel d'observations complet pour l'étude des séismes. L'INEGI est en charge de la cartographie et du cadastre, son réseau géodésique est un excellent appui dans tous les États du pays. Nous pouvons aussi évoquer le réseau TLALOCNet qui, en lien avec le Dieu aztèque de l'eau, a été implanté à l'origine pour suivre l'évolution de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, de nombreuses régions agricoles souffrant de plus en plus d'une raréfaction de la pluie ou de pluies diluviennes. Il y a également le réseau CocoNet qui est dédié à l'étude de la plaque Caraïbes et qui compte quelques stations permanentes au Mexique. Enfin, des réseaux régionaux se développent progressivement, comme le REGNOM de l'Université d'Ensenada à Baja California.

La couverture des stations GNSS devient maintenant suffisantes pour travailler à l'échelle du pays entier. Ce sont maintenant 219 stations GNSS « scientifiques » pour lesquelles j'ai construit la base de données à ISTerre, année après année. Les observations GNSS devront bien sûr être couplées avec les observations InSAR grâce aux programmes « sentinel » qui permettent maintenant de couvrir l'ensemble d'un territoire avec des passages réguliers des satellites. Je suis en train de finaliser les calculs pour les données GNSS avec GIPSY et une comparaison avec les données InSAR est prévue.

## 2. Les perspectives pour les autres chantiers GNSS

Je vais donner ici quelques pistes de travail déjà en cours ou quelques réflexions en gestation pour les chantiers dans lesquels je suis impliquée à ISTerre. La liste est loin d'être exhaustive et les travaux sont largement alimentés par les doctorants et les post-doctorants.

### 2.1. Le développement des observations

Afin d'avoir de bonnes données pour la recherche, il faut commencer par tout mettre en œuvre pour générer... des données d'observation. Pour cela, même si l'InSAR complète remarquablement les observations GNSS, nos efforts doivent se poursuivre pour développer les réseaux GNSS permanents dans les régions sismiquement actives. Le fait d'avoir des stations permanentes est crucial alors que dans de nombreuses régions des déformations transitoires sont observées. A ISTerre, des projets instrumentaux sont prévus au Pérou-Chili (ERC Deep-Trigger), également en Iran et au Népal-Pakistan, sans oublier le pourtour méditerranéen.

Ce travail ne peut se faire que dans le cadre d'une collaboration équilibrée avec nos partenaires dans ces pays, le soutien de l'IRD dans ces actions est indispensable chaque fois que cela est possible. Cela passe par l'achat de matériel, la logistique pour l'installation et surtout le transfert de la propriété et des compétences pour la maintenance et la valorisation de ces observations. Il faut cependant reconnaître que le travail de terrain est très difficile dans certains pays, du fait de la sécurité des personnes et des biens et de la difficulté d'accès à certaines régions.

A l'heure actuelle, le seul projet concrétisé pour l'installation de nouvelles stations GNSS est celui porté par A. Socquet et financé par l'ERC « Deep-Trigger », avec 8 nouvelles stations permanentes prévues au Pérou et 9 prévues au Chili. A cause de la situation sanitaire mondiale, la phase d'installation prévue initialement à l'automne 2020 est décalée sur 2021.

## 2.2. Le développement des outils d'analyse

Il y a 2 objectifs distincts au développement des outils d'analyse : soit simplifier les outils d'analyse pour démocratiser l'accès à la mesure directe, soit aller dans la voie de l'expertise toujours plus fine pour mieux extraire les signaux du niveau de bruit.

### 2.2.1. La démocratisation des outils

Il y a encore peu de temps, faire une analyse des données GPS avec une résolution suffisante était la compétence seulement des équipes en géodésie. Fort heureusement, dans de nombreux cas où une résolution centimétrique est suffisante (instabilités de versants, étude de volcans, étude météorologique, ...), le développement de nouvelles méthodes permet à tout un chacun de vite s'approprier les techniques et de devenir autonome. Les méthodes les plus précises sont en double différence. Prendre en main GAMIT/GLOBK demande un investissement en temps et, d'après moi, de nos jours ça n'est pas judicieux de se lancer dans cette voie lorsque le besoin est ponctuel ou lorsque la résolution demandée ne requiert pas une précision millimétrique. D'autres outils semblent plus adaptés dans ces cas de figure, comme le logiciel GIPSYX. C'est pourquoi en fonction de la précision recherchée et du temps que chacun peut consacrer, il faut habilement choisir sa méthode et la démocratisation des outils d'analyse aide à valoriser des jeux de données toujours plus nombreux et fournis.

### 2.2.2. Des méthodes toujours plus fines et précises

La 2<sup>ème</sup> voie consiste à développer de façon toujours plus fine les méthodes d'analyses. Les grands centres (MIT, JPL, ...) continuent d'améliorer les traitements d'analyse en intégrant de nouvelles observables ou de nouveaux modèles pour augmenter la précision.

Par ailleurs, dans les laboratoires, des outils de post-traitement sont développés en fonction des objectifs scientifiques et des projets de recherche. C'est ainsi que PYACS a été développé à GéoAzur par Dinh Trong Tran (2013) et J.-M. Nocquet, cette suite de logiciels sert à l'ensemble de la communauté.

D'autres techniques sont développées de partout en fonction des besoins de chacun. A ISTERre, les doctorants se sont succédés et ont permis de faire progresser les outils de post-traitement en fonction de leur finalité scientifique. L'enjeu est de capitaliser ce savoir-faire et de pérenniser le travail réalisé, de façon à ce qu'il puisse bénéficier aux autres membres du laboratoire et aux futurs doctorants qui, ainsi, n'auront pas à refaire le travail. J'ai développé pour le groupe « GPS-ISTerre » un outil participatif en ligne (dokuwiki) afin de documenter les travaux réalisés, notamment dans le cadre du projet EPOS sur lequel 3 ingénieurs se sont succédés. Il convient maintenant de pousser un peu plus les doctorants -et leur directeur/trice de thèse- à s'approprier cet outil pour eux-mêmes et pour la collectivité.

## 2.3. Le traitement (massif) de données GNSS et les produits générés

Le projet EPOS a ouvert la voie à ISTERre pour la mise en place des procédures de traitement massif des données GNSS et le bénéfice a été immédiat pour d'autres projets, notamment pour le Japon.

Comme je l'ai évoqué à plusieurs reprises, les jeux de données disponibles sont toujours plus volumineux et cela nous pousse à changer notre façon de travailler. Au démarrage du projet avec le Mexique, j'avais mis en place un traitement automatique avec GAMIT pour voir l'évolution des déformations avec les séries temporelles et ainsi voir quand un nouveau SSE s'amorçait. Le système n'a pas été maintenu lors d'un changement de serveur car même les procédés automatiques requièrent un suivi et une maintenance pour lesquels il faut arriver à dégager du temps, et donc hiérarchiser ses priorités. Nous travaillons à ISTERre sur la mise en

place d'un traitement automatique des données GNSS dans le cadre d'EPOS, pour pouvoir fournir à la communauté des produits accessibles en temps quasi-réel. Ce temps est contrôlé par la mise à disposition des données GNSS, la disponibilité des orbites finales et la mise à jour des modèles et grilles pour l'analyse GAMIT. Par notre disponibilité aussi.

Les enjeux seront donc les suivants pour les mois et années à venir :

- Généraliser le traitement massif de données GNSS sur nos projets
- Intégrer de nouvelles données dans nos analyses (nouveaux points de mesure ou nouvelles observables)
- Mettre en place un traitement automatique en temps quasi-réel
- Mettre à disposition de la communauté les produits de l'analyse (séries temporelles, champ de vitesse)

Les données GNSS renferment une quantité d'observations déjà bien exploitées pour les études tectoniques, également de l'ionosphère, de la météorologie, ... ou encore l'alerte pour les gros séismes, les tsunamis ou les éruptions volcaniques. Avec la corrélation entre différents types d'observation et les développements en intelligence artificielle, nous sommes de plus en plus en mesure d'extraire de faibles signatures géophysiques dans nos données. C'est une voie qui nous ouvre de nouveaux horizons à explorer.

### 3. Regard personnel sur 15 ans de travail dans les observations GNSS

J'ai commencé ma carrière sur un projet européen Interreg avec Andrea Walpersdorf pour le développement du réseau GNSS dans les Alpes. Deux ans plus tard, l'année de mon recrutement au CNRS, deux jeunes chercheurs géophysiciens-géodésiens intégraient également le laboratoire. La pompe était ainsi amorcée en 2006 pour développer une équipe en géodésie spatiale qui est vite devenue très visible dans le paysage de l'observation et de la recherche.

Alors que j'ai consacré beaucoup de temps au début sur le développement du réseau d'observation, rapidement j'ai pu me former à l'analyse des données GPS avec GAMIT. Mes plus beaux moments comme mes pires cauchemars... Très vite, avec le grossissement de l'équipe spécialiste de GNSS, j'ai développé des méthodes de travail partagées, notamment pour l'organisation de nos bases de données et pour les outils communs avec tous les GPS' women-men à ISTerre.

J'ai eu la chance de pouvoir m'impliquer dans de nombreux projets avec des facettes très variées : missions de terrain dans les Alpes et à l'étranger, tests techniques et évolutions instrumentales, analyse des données et programmation, interprétations et valorisation des résultats, collaborations nombreuses et très riches. Mon regret... ? aucun.

Il a toujours été pour moi très important de mettre du sens dans tout ce que j'entreprends, sur le plan professionnel cela s'est traduit de différentes manières : d'une part par le partage et le transfert des compétences et du savoir, d'autre part par la contribution que je peux apporter au collectif. Étant de nature assez active et curieuse, je me suis vite impliquée dans diverses organisations : conseils de labo ou de l'observatoire, mutualisation des services techniques, comités ou instances nationales au RENAG ou à l'IRD. La dernière grande responsabilité endossée a été d'être directrice-adjointe de l'ISTerre de janvier 2015 à janvier 2020. La prise de responsabilités est une façon pour moi d'agir et de me mettre au service de la communauté.

En fait, j'aime découvrir et ne pas m'installer dans une routine, par exemple, je ne saurais dire combien de fois j'ai changé de bureau ces 15 années passées. Il y a pourtant une activité

importante qui ne supporte pas le changement : l'observation long-terme. Ce que l'on construit aujourd'hui pour acquérir des données géophysiques de qualité servira demain pour comprendre notre environnement et notre système Terre. C'est pourquoi nous avons toujours apporté le plus grand soin à nos installations d'équipement géophysiques sur le terrain, quelles qu'aient été les conditions de travail dans des milieux souvent isolés et extrêmes (accès, altitude, température, précipitations).

#### 4. Et maintenant, on va où ?

C'est le titre du film de Nadine Labaki qui m'inspire pour clore ce travail de rédaction : « *Et maintenant, on va où ?* ». Le but de ce mémoire et de la soutenance qui suit est de montrer ses aptitudes à piloter la recherche, à former et encadrer les étudiants, à diriger une équipe et à décrocher des financements pour la recherche. Il est aussi l'occasion de faire un point sur son travail et de se poser les bonnes questions sur les orientations à suivre, tant pour faire avancer la recherche que pour anticiper la suite de sa carrière.

Et maintenant, après tout ça ? J'ai développé des pistes pour des perspectives faisant suite au travail déjà réalisé. Maintenant à la croisée des chemins, de nouveaux projets professionnels se dessinent, plutôt en lien avec le management de structures/projets scientifiques qu'en lien avec les développements instrumentaux ou méthodologiques.

Le lien avec le film de Nadine Labaki ? L'importance de se poser les bonnes questions mais surtout de rendre hommage à un beau film avec un titre porteur de sens, également de saluer les collègues et amis libanais qui vivent une accumulation de crises migratoire, économique, politique et sanitaire, et leur dire qu'on ne les oublie pas.



*Je tiens à remercier mes collègues et mes amis qui m'ont accompagnée toutes ces années passées et qui m'ont permis de devenir ce que je suis maintenant.*

*Merci pour votre confiance et votre bienveillance, merci pour tout ce que vous m'avez appris, merci pour les bons moments partagés et les rires, également pour votre présence et votre soutien dans les moments difficiles ou de doute.*

*Merci de me supporter depuis tant d'années et de me permettre d'évoluer à vos côtés.*

*Merci d'être ce que vous êtes.*







## Bibliographie

Altamimi Z. , Rebihung P. , Métivier L., Collilieux X. (2016). « ITRF2014 : a new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling non linear station motions », *Journal of geophysical Research: Solid Earth*, volume 121, issue 8, p 6109-613

Andreani Louis (2008). « Contraintes structurales et cinématiques sur une frontière de plaque récente : La limite nord du Bloc Sud Mexicain », thèse de doctorat, Aix-Marseille.

Bacques Guillaume (2013). Etude de variations spatio-temporelles de glissements asismiques le long de failles majeures par Interférométrie RADAR Différentielle satellitaire : cas du séisme lent de 2009-2010 de Guerrero (Mexico) ; cas de la déformation postsismique suite au séisme de Parkfield (2004, Mw6, Californie), thèse de doctorat, Grenoble.

Beauprêtre S., S. Garambois, I. Manighetti, J. Malavieille, G. Sénéchal, M. Chatton, T. Davies, C. Larroque, D. Rousset, N. Cotte and C. Romano (2012). « Finding the buried record of past earthquakes with GPR-based palaeoseismology : a case study on the Hope fault, New Zealand », *Geophys. J. Int.*, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05366.x>

Blewitt, G. (1993). « Advances in Global Positioning System technology for geodynamics investigations ». In *Contributions of Space Geodesy to Geodynamics: Technology*, Ed. by D.E. Smith and D.L. Turcotte, p. 195-213, Pub. by American Geophysical Union (Geodynamics Series Vol. 25), Washington DC, ISBN 0-87590-526-9

Blewitt G., C. Kreemer, W. C. Hammond, and J. Gazeaux (2016). « MIDAS robust trend estimator for accurate GPS station velocities without step detection », *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121, 2054-2068 (2016), doi:10.1002/2015JB012552.

Boehm J., B. Werl, and H. Schuh (2006). « Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data », *J. Geophys. Res.*, 111, B02406, doi:10.1029/2005JB003629.

Boehm J., R. Heinkelmann, and H. Schuh (2007). « Short Note: A global model of pressure and temperature for geodetic applications », *J. Geod.*, 81(6-8), 679-683, doi:10.1007/s00190-007-0135-3.

Botton S., F. Duquenne, Y. Egels, M. Evens et P. Willis (1996). « GPS Localisation et Navigation », ed. Hermès, ISBN 2-86601-570-3

Capra A. , R. Dietrich (2008). « Geodetic and geophysical observations in Antarctica », Springer ed., ISBN : 978-3-540-74881-6

Cavalié O., E. Pathier, M. Radiguet, M. Vergnolle and N. Cotte et al. (2013). « Slow slip event in the Mexican subduction zone : Evidence of shallower slip in the Guerrero seismic gap for the 2006 event revealed by the joint inversion of InSAR and GPS data », *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 367, p. 52-60.

Cotte N., H. Perfettini, M. Radiguet, V. Kostoglodov, A. Walpersdorf, M. Campillo, B. Valette, E. Cabral-Cano, A. Gualandi (2016). « Complexity of the seismic cycle in Guerrero : long term coupling modified by slow slip events, as inferred by cGPS », AGU Chapman, Ixtapa (poster).

Cotte N., H. Perfettini, M. Radiguet, V. Kostoglodov, B. Rousset, C. Lasserre, E. Cabral-Cano, A. Walpersdorf (2014). « Slow slip events and degree of coupling along the Mexican subduction zone in Guerrero and Oaxaca areas », AGU San Francisco (poster).

Cotte N., A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, M. Vergnolle, J.-A. Santiago, I. Manighetti and M. Campillo (2009). « Anticipating the next large silent earthquake in Mexico », *EOS*, Vol. 90, No. 21, pp. 181-182, 26 May 2009.

DeMets C. and S. Traylen (2000). « Motion of the rivera plate since 10 ma relative to the pacific and north american plates and the mantle ». *Tectonophysics*, 318(1) :119–159.

DeMets C., R. G. Gordon and D. F. Argus (2010). « Geologically current plate motions », *Geophysical Journal International*, 181, 1–80, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.

Déprez A., A. Socquet, N. Cotte, A. Walpersdorf, A. Tarayoun, J.-M. Nocquet (2020). « Robust velocity field estimation from GNSS times series : statistical analysis versus trajectory models, application to Europe », *submitted to JGI*

Dinh Trong Tran (2013). « Analyse rapide et robuste des solutions GPS pour la tectonique », thèse de doctorat, Université Nice Sophia Antipolis.

Dougherty S. L., and R. W. Clayton (2014). « Seismicity and structure in central Mexico: Evidence for a possible slab tear in the South Cocos plate », *J. Geo-phys. Res. Solid Earth*, 119, 3424–3447, doi:10.1002/2013JB010883.

Dragert H., K. Wang, and T. S. James (2001). « A Silent Slip Event on the Deeper Cascadia Subduction Interface », *Science*, 292(5521), 1525–1528, doi : 10.1126/science.1060152. (Cité en pages 7, 8 et 62.)

Duquenne F. (2018). « Les systèmes de référence terrestre et leurs réalisations. Cas des territoires français » [https://geodesie.ign.fr/contenu/fichiers/documentation/pedagogiques/FDuquenne\\_Systemes\\_References\\_Terrestres.pdf](https://geodesie.ign.fr/contenu/fichiers/documentation/pedagogiques/FDuquenne_Systemes_References_Terrestres.pdf)

Ebmeier S. K. (2016). « Application of independent component analysis to multitemporal InSAR data with volcanic case studies », *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121, 8970–8986, doi:10.1002/2016JB013765.

Ego F. and V. Ansan (2002). « Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°–99°W) in transtensive deformation? », *Tectonophysics* 359(1–2):189–208

Frank W. B. and E. E. Brodsky (2019). « Daily measurement of slow slip from low-frequency earthquakes is consistent with ordinary earthquake scaling ». *Science advances*, 5(10):eaaw9386.

Frank W. B., M. Radiguet, B. Rousset, N. Shapiro, A. Husker, V. Kostoglodov, N. Cotte and M. Campillo (2015). « Uncovering the geodetic signature of silent slip through repeating earthquakes », *Geophys. Res. Lett.*, 42, doi:10.1002/2015GL063685

Frank William (2014). « Using low-frequency earthquakes as a fault probe in Guerrero, Mexico », thèse de doctorat, Paris.

Franco S.I., V. Kostoglodov, K. M. Larson, V. C. Manea, M. Manea and J. A. Santiago (2005). « Propagation of the 2001-2002 silent earthquake and interplate coupling in the Oaxaca subduction zone, Mexico », *Earth Planets and Space*, 57, 973-985.

Gaidzik K., M. T. Ramírez-Herrera and V. Kostoglodov (2016). « Active crustal faults in the forearc region, Guerrero Sector of the Mexican Subduction Zone ». *Pure Appl. Geophys.* 173, 3419–3443. doi: 10.1007/s00024-015-1213-8

Gardonio B., D. Marsan, A. Socquet, M. Bouchon, J. Jara, Q. Sun, N. Cotte, M. Campillo (2018). « Revisiting slow slip events occurrence in Boso Peninsula, Japan, combining GPS data and repeating earthquakes analysis », *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 123, 1502–1515. <https://doi.org/10.1002/2017JB014469>

Ghosh A., J. E. Vidal, K. C. Creager (2012). « Tremor asperities in the transition zone control evolution of slow earthquake ». *Journal of Geophysical Research*, 117(B10301).

Graham S., C. DeMets, E. Cabral-Cano, V. Kostoglodov, B. Rousset, A. Walpersdorf, N. Cotte, C. Lasserre, R. McCaffrey and L. Salazar-Tlaczani (2016). « Slow Slip History for the MEXICO Subduction Zone : 2005 Through

2011 », *Pure and Applied Geophysics* volume 173, pages3445–3465, <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1211-x>

Graham S., C. DeMets, E. Cabral-Cano, V. Kostoglodov, A ; Walpersdorf, N. Cotte, M. Brudzinski, R. McCaffrey and L. Salazar-Tlaczani (2015). « GPS constraints on the Mw= 7.5 Ometepec earthquake sequence, southern Mexico : coseismic and post-seismic deformation », *Geophys. J. Int.*, 199-1

Graham S., C. DeMets, E. Cabral-Cano, V. Kostoglodov, A ; Walpersdorf, N. Cotte, M. Brudzinski, R. McCaffrey and L. Salazar-Tlaczani (2015). « GPS constraints on the 2011–2012 Oaxaca slow slip event that preceded the 2012 March 20 Ometepec earthquake, southern Mexico », *Geophys. J. Int.*, 199-1

Gualandi A., H. Perfettini, M. Radiguet, N. Cotte and V. Kostoglodov (2017). « GPS deformation related to the Mw7.3, 2014, Papanoa earthquake (Mexico) reveals the aseismic behavior of the Guerrero seismic gap », *Geophysical Research Letters*, <https://doi.org/10.1002/2017GL072913>

Gualandi A., E. Serpelloni and M. E. Belardinelli (2016). « Blind source separation problem in GPS time series », *J. Geod.* (2016) 90:323–341, DOI 10.1007/s00190-015-0875-4

Hayes, G. P., Wald, D. J. & Johnson, R. L. (2012). « Slab1.0: a three-dimensional model of global subduction zone geometries ». *J. Geophys. Res.* 117, B01302.

Hayes, G. P., G. L. Moore, D. E. Portner, M. Hearne, H. Flamme, M. Furtney and G. M. Smoczyk (2018). « Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model », *Science*, 362(6410), 58-61. DOI: 10.1126/science.aat4723

Heki K., S. Miyazaki, H. Tsuji (1997). « Silent fault slip following an inter- plate thrust earthquake at the Japan Trench ». *Nature* 386:595–598

Herring et al. (2015). « GLOBK reference manuel – Global Kalman Filter VLBI and GPS analysis program release 10.6 », [http://geoweb.mit.edu/gg/GLOBK\\_Ref.pdf](http://geoweb.mit.edu/gg/GLOBK_Ref.pdf)

Herring, T. A, T. I. Melbourne, M. H. Murray, M. A. Floyd, W. M. Szeliga, R. W. King, D. A. Phillips, C. M. Puskas, M. Santillan, and L. Wang (2016). « Plate Boundary Observatory and related networks: GPS data analysis methods and geodetic products », *Rev. Geophys.*, 54 (2016), doi:10.1002/2016RG000529.

Herring et al. (2018). « GAMIT reference manuel - GPS Analysis at MIT release 10.7 », [http://geoweb.mit.edu/gg/GAMIT\\_Ref.pdf](http://geoweb.mit.edu/gg/GAMIT_Ref.pdf)

Husker A. L., S. Peyrat, N. Shapiro, and V. Kostoglodov (2010). « Automatic non-volcanic tremor detection in the Mexican subduction zone », *Geofis. Int.*, 49(1), 17–25.

Husker A. L., V. Kostoglodov, V. Cruz-Atienza, D. Legrand, N. M. Shapiro, J. S. Payero, M. Campillo, M., E. Huesca-Pérez (2012). « Temporal variations of non-volcanic tremor (NVT) locations in the mexican subduction zone: Finding the NVT sweet spot ». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(3).

Ito Y., R. Hino, M. Kido, H. Fujimoto, Y. Osada, D. Inazu, Y. Ohta, T. Linuma, M. Ohzono, S. Miura, M. Mishina, K. Suzuki, T. Tsuji, J. Ashi (2013). « Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake ». *Tectonophysics* 600(14):26. doi:10. 1016/j.tecto.2012.08.022

Jara J., H. Sánchez-Reyes, A. Socquet, F. Cotton, J. Virieux, A. Maksymowicz, J. Díaz-Mojica, A. Walpersdorf, J. Ruiz, N. Cotte, E. Norabuena (2019). « Corrigendum to “Kinematic study of Iquique 2014 Mw 8.1 earthquake : Understanding the segmentation of the seismogenic zone” [Earth Planet. Sci. Lett. 503 (2018) 131–143](S0012821X18305648) ». <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.09.025>

Jara J., H. Sánchez-Reyes, A. Socquet, F. Cotton, J. Virieux, A. Maksymowicz, J. Díaz-Mojica, A. Walpersdorf, J. Ruiz, N. Cotte, E. Norabuena (2018). « Kinematic study of Iquique 2014 Mw 8.1 earthquake : Understanding the

segmentation of the seismogenic zone », *Earth and Planetary Science Letters* 503 (2018) 131–143, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.09.025>

Jara Jorge (2018). « Comportement transitoire et rôle des barrières dans la lacune sismique Nord Chili – Sud Pérou », thèse de doctorat, Grenoble.

Johanson I.A., E.J. Fielding, F. Rolandone, R. Burgmann (2006). « Coseismic and postseismic slip of the 2004 Parkfield earthquake from space- geodetic data ». *Bull Seismol Soc Am* 96(4B):S269–282. doi:10.1785/0120050818

Jouanne F., A. Gajurel, J.-L. Mugnier, L. Bollinger, L. B. Adhikari, B. Koirala, N. Cotte, R. Bhattarai, A. Pecher, P. Bascou, P. Huyghe (2019). « Postseismic deformation following the April 25, 2015 Gorkha earthquake (Nepal) : Afterslip versus viscous relaxation », *Journal of Asian Earth Science*, <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.02.009>

Kazachkina E., V. Kostoglodov, N. Cotte et al. (2020). « Active 650-km long fault system and Xolapa sliver in Southern Mexico », *Frontiers in Earth Science* 8:155, <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00155>

Kazachkina E., V. Kostoglodov, A. Husker and N. Cotte et al. (2019). « Activity of crustal faults and the Xolapa sliver motion in Guerrero–Oaxaca forearc of Mexico, from seismic data », *Earth, Planets and Space* (2019) 71:104 <https://doi.org/10.1186/s40623-019-1084-9>

Kordon A.K. (2020). « Data Science Based on Artificial Intelligence », in: *Applying Data Science*. Springer, Cham. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-36375-8\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-030-36375-8_1)

Kostoglodov V., A.L. Husker, J.A. Santiago, N. Cotte, A. Walpersdorf (2016). « Slow slip events on the strike slip fault in Guerrero, Mexico ». In: Paper presented at the AGU Chapman Conference, Ixtapa, Guerrero, Mexico, 21–25 February 2016

Kostoglodov V., A.L. Husker, N. M. Shapiro, J. S. Payero, M. Campillo, N. Cotte, and R. Clayton (2010). « The 2006 slow slip event and non- volcanic tremor in the Mexican subduction zone », *Geophys. Res. Lett.*, 37, L24301, doi:10.1029/2010GL045424.

Kostoglodov V., W.L.Bandy and J. Domínguez (1995). « Gravity and seismicity across the Mexican subduction zone », *EOS, AGU Transactions*, 76, No.46, 547.

Lay, T. (2015). « The surge of great earthquakes from 2004 to 2014 », *Earth and Planetary Science Letters*, 409(2015), 133-146

Lyard F., F. Lefèvre, T. Letellier and O. Francis (2006). « Modelling the global ocean tides : modern insights from FES2004 », *Ocean Dynamics*, 56(5–6):394–415.

Manea V. C., M. Manea, V. Kostoglodov, C. A. Currie, G. Sewell (2004). « Thermal structure, coupling and metamorphism in the Mexican subduction zone beneath Guerrero », *Geophysical Journal International*, Volume 158, Issue 2, Pages 775–784, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02325.x>

Marquez-Azua B. and C. DeMets (2003). « Crustal velocity field of Mexico from continuous GPS measurements, 1993 to June 2001: Implications for the neotectonics of Mexico », *J. Geophys. Res.*, vol. 108-B9, 2450, doi:10.1029/2002JB002241

Masson C, S. Mazzotti S, P. Vernant P, E. Doerflinger (2019). « Extracting small deformation beyond individual station precision from dense GNSS networks in France and Western Europe ». *Solid Earth* 10: 1905–1920. <https://doi.org/10.5194/se-10-1905-2019>.

- Maubant L., E. Pathier, S. Daout, M. Radiguet, M.-P. Doin, E. Kazachkina, V. Kostoglodov, N. Cotte and A. Walpersdorf (2020). « Independent component analysis and parametric approach for source separation in InSAR time series at regional scale : Application to the 2017–2018 slow slip event in Guerrero (Mexico) », *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 125, e2019JB018187. <https://doi.org/10.1029/2019JB018187>
- Mazzotti S., H. Jomard, F. Masson (2020). « Processes and deformation rates generating seismicity in metropolitan France and conterminous Western Europe », *BSGF - Earth Sciences Bulletin* 191: 19.
- Nakano M., T. Hori, E. Araki et al. (2018). « Shallow very-low-frequency earthquakes accompany slow slip events in the Nankai subduction zone ». *Nat Commun* 9, 984. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03431-5>
- Pardo M. and G. Suárez (1995). « Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in Southern Mexico: Seismic and tectonic implications », *J. Geophys. Res.*, 100, 12,357–12,373.
- Payero J. S., V. Kostoglodov, N. Shapiro, T. Mikumo, A. Iglesias, X. Perez-Campos and R. W. Clayton (2008). « Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone », *Geophys. Res. Lett.*, 35, L07305, doi:10.1029/2007GL032877.
- Peng Z. and Gomberg J. (2010). « An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena ». *Nature Geoscience*, 3:599–607.
- Perez-Campos X. et al. (2008). « Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico », *Geophys. Res. Lett.* 35, L18303.
- Pérez-Gutiérrez R., L. Solari, A. Gómez-Tuena, U. Martens (2009). « Mesozoic geologic evolution of the Xolapa migmatitic complex north of Acapulco, southern Mexico: implications for paleogeographic reconstructions ». *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 26(1):201–221
- Perfettini H., J.P. Avouac, H. Tavera, A. Kositsky, J.M. Nocquet, F. Bondoux, M. Chlieh, A. Sladen, L. Audin, D.L. Farber, P. Soler (2010). « Seismic and aseismic slip on the Central Peru megathrust ». *Nat Lett* 465. doi:10.1038/nature09062
- Radiguet M., H. Perfettini, N. Cotte, A. Gualandi, B. Valette, V. Kostoglodov, T. Lhomme (2016). « Triggering of the 2014 Mw7.3 Papanoa earthquake by a slow slip event in Guerrero, Mexico ». *Nature Geoscience*, doi:10.1038/NGEO2817.
- Radiguet M., H. Perfettini, N. Cotte, A. Gualandi, T. Lhomme, V. Kostoglodov, A. Walpersdorf, B. Valette, and M. Campillo (2016). « The large 2014 Slow Slip Event in Guerrero, Mexico : new feature and possible triggering of the 18 April Papanoa earthquake (Mw 7.3) ». *AGU Chapman Conference on slow slip*, Invited Oral Presentation.
- Radiguet M., F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, A. Walpersdorf, N. Cotte, V. Kostoglodov (2012). « Slow slip events and strain accumulation in the Guerrero gap, Mexico », *J. Geophys. Res.*, Vol. 117-B04305, <https://doi.org/10.1029/2011JB008801>
- Radiguet M., F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, A. Walpersdorf, N. Cotte, and V. Kostoglodov (2010). « Slow slip events and strain accumulation in the Guerrero gap, Mexico », *J. Geophys. Res.*, 117(B4) :B04305
- Radiguet de la Bastiaie Mathilde (2011). « Etude des séismes lents et du chargement intersismique dans la région de Guerrero au Mexique », thèse de doctorat, Université Grenoble Alpes.
- Ramírez-Herrera M. T., K. Gaidzik, S. Forman, R. Bürgmann and C.W. Johnson (2018). « Relating long-term and short-term vertical deformation across of the forearc in the Central Mexican subduction zone », *Geosphere* 14, 419–439. doi: 10.1130/GES01446.1

- Remy D., H. Perfettini, N. Cotte, J.P. Avouac, F. Bondoux, A. Sladen, M. Chlieh, H. Tavera, A. Socquet (2016). « Postseismic Relocking of the Subduction Megathrust Following the 2007 Pisco, Peru, Earthquake », *J. Geophys. Res. SolidEarth*, 121, 3978–3995, doi:10.1002/2015JB012417.
- Rivet D., M. Campillo, M. Radiguet, D. Zigone, V. Cruz-Atienza, N.M. Shapiro, V. Kostoglodov, N. Cotte, G. Cougoulat, A. Walpersdorf (2012). « Seismic velocity changes, strain rate and non-volcanic tremors during the 2009-2010 slow slip event in Guerrero, Mexico ». *Geophys. J. Int.*, <https://doi.org/10.1093/gji/ggt374>
- Rivet Diane (2012). « Suivi temporel de la zone de subduction d'Amérique Centrale et imagerie de la vallée de Mexico », thèse de doctorat, Université Grenoble Alpes.
- Rivet D., M. Campillo, N. M. Shapiro, V. Cruz-Atienza, M. Radiguet, N. Cotte, V. Kostoglodov (2011). « Seismic evidence of nonlinear crustal deformation during a large slow slip event in Mexico », *Geophys. Res. Lett.*, <https://doi.org/10.1029/2011GL047151>
- Rousset B., M. Campillo, C. Lasserre, W. Frank, N. Cotte, A. Walpersdorf, A. Socquet, V. Kostoglodov (2017). « A geodetic matched-filter search for slow slip with application to the Mexico subduction zone », *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 122, 10,498–10,514, <https://doi.org/10.1002/2017JB014448>.
- Rousset B., C. Lasserre, N. Cubas, S. Graham, M. Radiguet, C. DeMets, A. Socquet, M. Campillo, V. Kostoglodov, E. Cabral-Cano, N. Cotte and A. Walpersdorf (2016). « Lateral Variations of Interplate Coupling along the Mexican Subduction Interface : Relationships with Long-Term Morphology and Fault Zone Mechanical Properties », *Pure Appl. Geophys.* 173, 3467–3486, <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1215-6>
- Rousset Baptiste (2016). « Le couplage intersismique et les glissements lents vus par la géodésie spatiale : applications à la subduction mexicaine et à la faille décrochante nord anatolienne », thèse de doctorat, Université Grenoble Alpes.
- Singh S.K. and M. Pardo (1993). « Geometry of the Benioff zone and state of stress in the 30 overriding plate in central Mexico », *Geophysical Research Letters*, 20, 1483-1486.
- Scholz C.H. (1998). « Earthquake and friction laws ». *Nature*, 391:37–42
- Shelly D. R., G. C. Beroza and S. Ide (2007). « Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms», *Nature*, 446(7133):305–307.
- Smith W. H. F. and D. T. Sandwell (1997). “Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings”, *Science*, v. 277, p. 1957-1962, 26 Sept., 1997.
- Socquet A., J. Jara, J. Piña Valdes, F. Cotton, A. Walpersdorf, N. Cotte, S. Specht, F. Ortega and D. Carrizo (2017). « An 8-month slow slip event triggers progressive nucleation of the 2014 Chile megathrust », *Geophys. Res. Lett.*, 44, 4046–4053, <https://doi.org/10.1002/2017GL073023>.
- Suárez G., T. Monfret, G. Wittlinger and C. David (1990). « Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, Mexico ». *Nature* 345:336. doi: 10.1038/345336a0
- Sun Qian (2016). « Traitement massif de données GNSS GEONET », stage de Master 2<sup>ème</sup> année de l'Université de Bretagne Occidentale.
- Suter M., M. Carillo-Martinez and O. Quinterro-Legorreta (1996). « Macro seismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the Trans-Mexican volcanic belt, Mexico », *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 1952-1963.

Tregoning P. and C. Watson (2009). « Atmospheric effects and spurious signals in GPS analyses », *J. Geophys. Res.*, 114, B09403, doi:10.1029/2009JB006344.

Tregoning P., and T. van Dam (2005). « Atmospheric pressure loading corrections applied to GPS data at the observation level », *Geophys. Res. Lett.*, 32, L22310, doi:10.1029/2005GL024104.

van Dam T., J. Whar, P. C. D. Milly, A. B. Shmakin, G. Blewitt, D. Lavallée, and K. M. Larson (2001). « Crustal displacements due to continental water loading », *Geophys. Res. Lett.*, 28(4), 651–654, doi:10.1029/2000GL012120.

Vergnolle M., A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, P. Tregoning, J. A. Santiago, N. Cotte, and S. I. Franco (2010). « Slow slip events in Mexico revised from the processing of 11 year GPS observations », *J. Geophys. Res.*, 115, B08403, doi:10.1029/2009JB006852.

Walpersdorf A., C. Sue, S. Baize, N. Cotte, P. Bascou, C. Beauval, P. Collard, G. Daniel, H. Dyer, J-R Grasso, O. Hautecoeur, A. Helmstetter, S. Hok, M. Langlais, G. Menard, Z. Mousavi, F. Ponton, M. Rizza, L. Rolland, D. Souami, L. Thirard, P. Vaudey, C. Voisin and J. Martinod (2015). « Coherence between geodetic and seismic deformation in a context of slow tectonic activity (SW Alps, France) », *Journal of Geodynamics*, doi:10.1016/j.jog.2015.02.001

Walpersdorf A., L. Pinget, P. Vernant, C. Sue, A. Deprez and The RENAG Team (2018). « Does Long-Term GPS in the Western Alps Finally Confirm Earthquake Mechanisms? » *Tectonics* 91: 937. <https://doi.org/10.1029/96JB03860>.

Walpersdorf A., N. Cotte, V. Kostoglodov, M. Vergnolle, M. Radiguet, J. A. Santiago, and M. Campillo (2011). « Two successive slow slip events evidenced in 2009–2010 by a dense GPS network in Guerrero, Mexico », *Geophys. Res. Lett.*, 38, L15307, doi:10.1029/2011GL048124.

Zigone D., D. Rivet, M. Radiguet, M. Campillo, C. Voisin, N. Cotte, A. Walpersdorf, N. Shapiro, G. Cougoulat, P. Roux, V. Kostoglodov, A. Husker, JS Payero (2012). « Source triggering of tremors and slow slip event in Guerrero, Mexico, by the 2010 Mw 8.8 Maule, Chile, earthquake », *J. Geophys. Res.*, Vol. 117, <https://doi.org/10.1029/2012JB009160>

Zigone Dimitri (2012). « Les trémors non volcaniques : observations et modélisations », thèse de doctorat, Université Grenoble Alpes.

Zumberge J., M. Heflin, D. Jefferson, M. Watkins, and F. Webb (1997). « Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks », *J. Geophys. Res.*, 102, 5005–5018, doi:10.1029/96JB03860.





## Annexe 1 : Curriculum Vitae

### Nathalie COTTE

ISTerre  
Université Grenoble Alpes – CNRS  
Nathalie.Cotte@univ-grenoble-alpes.fr

### Géophysicienne

Géodésie spatiale, sismologie, géodynamique,  
Risques telluriques, instrumentation



## FORMATION ET EMPLOIS

<b>2004- Grenoble</b>	<b>Ingénieur de recherche – CNRS (Bap C)</b> ISTerre (Univ. Grenoble Alpes, CNRS, IRD, Univ. Savoie Mt-Blanc, Univ. G. Eiffel)
<b>2000-2001 San Diego (US)</b>	<b>Chercheur post-doctoral</b> Scripps Institution of Oceanography - UCSD
<b>1996-1999 Grenoble</b>	<b>Doctorat en géophysique, géochimie et géomécanique</b> (sismologie) Université Joseph Fourier
<b>1996 Grenoble</b>	<b>DEA Mécanique des Milieux Géophysiques et Environnement</b> Université Joseph Fourier
<b>1993-1996 Lyon</b>	<b>Magistère des Sciences de la Terre</b> Ecole Normale Supérieure

## FONCTIONS DE RESPONSABILITES

<b>2015-2020 Grenoble</b>	<b>Directrice-adjointe d'ISTerre (UMR 5275), 260 personnes</b> <ul style="list-style-type: none"><li>- Lien avec la tutelle IRD<ul style="list-style-type: none"><li>→ Mise en place de la stratégie scientifique au Sud</li><li>→ Suivi des chantiers et des partenaires au Sud</li><li>→ Suivi du personnel affecté à l'étranger ou en mission longue durée</li><li>→ Mise en place de la stratégie scientifique au Sud</li><li>→ Représentation d'ISTerre aux réunions trimestrielles du départ. scientifique DISCO</li></ul></li><li>- Gestion des conflits et prévention des risques psycho-sociaux à ISTerre</li><li>- Responsable de la communication en lien avec les tutelles de l'unité (UGA, CNRS et IRD)</li></ul>
<b>2016-2020 Marseille</b>	<b>Elue à la Commission Sectorielle Scientifique de l'IRD physique et chimie de la Terre</b> <ul style="list-style-type: none"><li>- Membre de la délégation permanente</li><li>- Evaluation des IR de la CSS1 (BAP B, C et E)</li></ul>
<b>Depuis juin 2015 Grenoble</b>	<b>Responsable technique pour EPOS (European Plate Observing System)</b> <ul style="list-style-type: none"><li>- Responsable technique du WP10-Task 6</li><li>- Calcul des produits GNSS sur la plateforme GRICAD et mise à disposition de la communauté</li><li>- Encadrement d'ingénieurs et d'étudiants pour le calcul et la dissémination des données GNSS</li></ul>
<b>2011-2015 Grenoble</b>	<b>Elue IT au conseil de laboratoire</b> Représentante des personnels IT à ISTerre
<b>2009-2013 Grenoble</b>	<b>Responsable technique des Services Nationaux d'Observation en géophysique</b> <ul style="list-style-type: none"><li>- Coordination des réseaux sismologiques et géodésiques hébergés à ISTerre-OSUG</li><li>- Animation et gestion d'une équipe de 7 personnes, encadrement d'un monitorat d'observation</li></ul>
<b>2008-2012 Grenoble</b>	<b>Elue IT au conseil de l'OSUG</b> Représentante des personnels IT à l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble

## ACTIVITES DE RECHERCHE & D'OBSERVATION

---

- 2015-**  
*Grenoble*  
*Europe*  
*Japon*
- Géodésie : analyse de données GNSS massives (big data)**
- Développements sur la plateforme de calcul CIMENT-GRICAD à l'Université Grenoble-Alpes
  - Infrastructure européenne EPOS (European Plate Observing System)
  - Réseau dense géodésique GEONET du Japon
- 2009-**  
*Grenoble*
- Géodésie : analyse cinématique des données GNSS**
- Etude d'objets géophysiques se déplaçant/déformant rapidement
  - Lien avec la sismologie large-bande, études co- et post-sismiques
- 2004-**  
*Grenoble*  
*Mexique*  
*Pérou*
- Géodésie : mesure de la déformation de la surface de la Terre et cycle sismique**
- Etude du cycle sismique et des failles actives ou zones de subduction : lacune sismique de Guerrero (Mexique) et coude d'Arica (Sud Pérou)
  - Détection et observation des petites déformations transitoires
  - Instrumentation dans les Alpes (RENAG-RESIF), Mexique, Pérou, Liban
- 1996-2001**  
*Grenoble*  
*San Diego (US)*
- Sismologie : variations latérales de propagation des ondes de surface**
- Etude de la structure lithosphérique (Alpes, Nord de l'Europe et Tibet)
  - Etude des anomalies de propagation des ondes (cadre du CTBT), collaboration avec le CEA

## FORMATION ET ENCADREMENT

---

- **Cours** de TP en L3 et M2 (2010-2015) à l'Université Grenoble Alpes
- **Encadrement** d'une équipe technique (7 IT) ; **Co-encadrement** de 4 doctorants et de 3 stagiaires M2
- **Formations et transferts de compétences** techniques et scientifiques au Sud (Mexique, Pérou, Liban, Iran)
- **Diffusion des savoirs** : séminaires grand public, intervention en milieu scolaire, accueil de visites au laboratoire

## PRINCIPALES MISSIONS A L'ETRANGER

---

- **Mission polaire** en Antarctique en 2017-2018 (2 mois) : Concordia et Dumont D'Urville, réseau Geoscope (TAAF)
- **Missions longue durée (2 mois) de l'IRD** : Mexique (UNAM de Mexico, 2009) et Pérou (IGP à Lima, 2012)
- **Missions de terrain** : Alpes (1996-), Danemark-Suède-Finlande (1997-1998), Californie (2000), Iran (2004), Jordanie (2005), Mexique (2007-), Nouvelle-Zélande (2010), Liban (2010, 2015), Pérou (2011-), Népal (2015)
- **Réunions dans les ambassades** : réunion post-sismique (Katmandou, juin 2015), réunion de pilotage (Beyrouth, sept. 2015), coopération géophysique franco-algérienne (Alger, avril 2016), lancement GDRI TRIGGER (Téhéran, oct. 2016), renforcement partenariat franco-mexicain et zone Caraïbe (Mexico, mai 2018)

## AUTRES MISSIONS INSTITUTIONNELLES

---

- **Comité HCERES** : membre du comité pour le laboratoire de géologie, Ecole Normale Supérieure de Paris (2017)
- **Jury de concours** : régulièrement membre ou présidente de jury IT (de T à IR) pour l'IRD ou le CNRS

## PUBLICATIONS

---

Co-auteur de plus de 45 publications de rang A et H-index=25 (Web Of Science, mise à jour de juin 2020)





## Annexe 2 : Listes des travaux (publications dans revues de rang A)

Indice bibliométrique : un peu plus de 45 publications et H-index=25 (web of science en date du 06/2020)

Ma bibliographie générée par Google Scholar : [cliquez ici](#)

- Kazachkina E., V. Kostoglodov, **N. Cotte** et al. (2020). "Active 650-km long fault system and Xolapa sliwer in Southern Mexico", *Frontiers in Earth Science* 8:155, <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00155>
- Maubant L., E. Pathier, S. Daout, M. Radiguet, M.-P. Doin, E. Kazachkina, V. Kostoglodov, **N. Cotte** and A. Walpersdorf (2020). "Independent component analysis and parametric approach for source separation in InSAR time series at regional scale : Application to the 2017–2018 slow slip event in Guerrero (Mexico)". *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 125, e2019JB018187. <https://doi.org/10.1029/2019JB018187>
- Kazachkina E., V. Kostoglodov, A. Husker and **N. Cotte** et al. (2019). "Activity of crustal faults and the Xolapa sliwer motion in Guerrero–Oaxaca forearc of Mexico, from seismic data", *Earth, Planets and Space* (2019) 71:104 <https://doi.org/10.1186/s40623-019-1084-9>
- Jouanne F., A. Gajurel, J.-L. Mugnier, L. Bollinger, L. B. Adhikari, B. Koirala, **N. Cotte** et al (2019). "Postseismic deformation following the April 25, 2015 Gorkha earthquake (Nepal) : Afterslip versus viscous relaxation", *Journal of Asian Earth Science*, <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.02.009>
- Jara J., H. Sánchez-Reyes, A. Socquet, F. Cotton, J. Virieux, A. Maksymowicz, J. Díaz-Mojica, A. Walpersdorf, J. Ruiz, **N. Cotte**, E. Norabuena (2019). "Corrigendum to "Kinematic study of Iquique 2014 Mw 8.1 earthquake : Understanding the segmentation of the seismogenic zone" [*Earth Planet. Sci. Lett.* 503 (2018) 131–143](S0012821X18305648) <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.09.025>
- Jara J., H. Sánchez-Reyes, A. Socquet, F. Cotton, J. Virieux, A. Maksymowicz, J. Díaz-Mojica, A. Walpersdorf, J. Ruiz, **N. Cotte**, E. Norabuena (2018). "Kinematic study of Iquique 2014 Mw 8.1 earthquake : Understanding the segmentation of the seismogenic zone", *Earth and Planetary Science Letters* 503 (2018) 131–143, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.09.025>
- Gardonio B, D. Marsan, A. Socquet, M. Bouchon, J. Jara, Q. Sun, **N. Cotte**, M. Campillo (2018). "Revisiting slow slip events occurrence in Boso Peninsula, Japan, combining GPS data and repeating earthquakes analysis", *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 123, 1502–1515. <https://doi.org/10.1002/2017JB014469>
- B. Rousset, M. Campillo, C. Lasserre, W. Frank, **N. Cotte**, A. Walpersdorf, A. Socquet, V. Kostoglodov (2017), "A geodetic matched-filter search for slow slip with application to the Mexico subduction zone", *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 122, 10,498–10,514, <https://doi.org/10.1002/2017JB014448>.
- A. Gualandi, H. Perfettini, M. Radiguet, **N. Cotte** and V. Kostoglodov (2017), "GPS deformation related to the Mw7.3, 2014, Papanao earthquake (Mexico) reveals the aseismic behavior of the Guerrero seismic gap", *Geophysical Research Letters*, <https://doi.org/10.1002/2017GL072913>
- A. Socquet, J. Jara, J. Piña Valdes, F. Cotton, A. Walpersdorf, **N. Cotte**, S. Specht, F. Ortega and D. Carrizo (2017). "An 8-month slow slip event triggers progressive nucleation of the 2014 Chile megathrust", *Geophys. Res. Lett.*, 44, 4046–4053, <https://doi.org/10.1002/2017GL073023>.
- M. Radiguet, H. Perfettini, **N. Cotte**, A. Gualandi, B. Valette, V. Kostoglodov, T. Lhomme, A. Walpersdorf, E. Cabral-Cano, and M. Campillo (2016), "Triggering of the 2014 Mw7.3 Papanao earthquake by a slow slip event in Guerrero, Mexico", *Nature Geosciences*, <https://doi.org/10.1038/NGEO2817>
- B. Rousset, C. Lasserre, N. Cubas, S. Graham, M. Radiguet, C. DeMets, A. Socquet, M. Campillo, V. Kostoglodov, E. Cabral-Cano, **N. Cotte** and A. Walpersdorf (2016). "Lateral Variations of Interplate Coupling along the Mexican Subduction Interface : Relationships with Long-Term Morphology and Fault Zone Mechanical Properties", *Pure Appl. Geophys.* 173, 3467–3486, <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1215-6>

- Remy D., Perfettini H., **Cotte N.**, Avouac JP., Bondoux F., Sladen A., Chlieh M., Tavera H., Socquet A. (2016). "Postseismic Relocking of the Subduction Megathrust Following the 2007 Pisco, Peru, Earthquake", *J. Geophys. Res. SolidEarth*, 121, 3978–3995, doi:10.1002/2015JB012417.
- S. Graham, C. DeMets, E. Cabral-Cano, V. Kostoglodov, B. Rousset, A. Walpersdorf, **N. Cotte**, C. Lasserre, R. McCaffrey and L. Salazar-Tlaczani (2016), "Slow Slip History for the MEXICO Subduction Zone : 2005 Through 2011", *Pure and Applied Geophysics* volume 173, pages3445–3465, <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1211-x>
- A. Walpersdorf, C. Sue, S. Baize, **N. Cotte**, P. Bascou, C. Beauval, P. Collard, G. Daniel, H. Dyer, J-R Grasso, O. Hautecoeur, A. Helmstetter, S. Hok, M. Langlais, G. Menard, Z. Mousavi, F. Ponton, M. Rizza, L. Rolland, D. Souami, L. Thirard, P. Vaudey, C. Voisin and J. Martinod (2015). Coherence between geodetic and seismic deformation in a context of slow tectonic activity (SW Alps, France), *Journal of Geodynamics*, doi:10.1016/j.jog.2015.02.001
- W. Frank, M. radiguet, B. Rousset, N. Shapiro, A. Husker, V. Kostoglodov, **N. Cotte** and M. Campillo (2015). Uncovering the geodetic signature of silent slip through repeating earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 42, doi:10.1002/2015GL063685
- S. Graham, C. DeMets, E. Cabral-Cano, V. Kostoglodov, A ; Walpersdorf, **N. Cotte**, M. Brudzinski, R. McCaffrey and L. Salazar-Tlaczani (2015). GPS constraints on the Mw= 7.5 Ometepec earthquake sequence, southern Mexico : coseismic and post-seismic deformation, *Geophys. J. Int.*, 199-1
- S. Graham, C. DeMets, E. Cabral-Cano, V. Kostoglodov, A ; Walpersdorf, **N. Cotte**, M. Brudzinski, R. McCaffrey and L. Salazar-Tlaczani (2015). GPS constraints on the 2011–2012 Oaxaca slow slip event that preceded the 2012 March 20 Ometepec earthquake, southern Mexico, *Geophys. J. Int.*, 199-1
- O. Cavalié, E. Pathier, M. Radiguet, M. Vergnolle and **N. Cotte** et al. (2013). Slow slip event in the Mexican subduction zone : Evidence of shallower slip in the Guerrero seismic gap for the 2006 event revealed by the joint inversion of InSAR and GPS data, in *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 367, p. 52-60.
- Rivet, D., M. Campillo, M. Radiguet, D. Zigone, V. Cruz-Atienza, N.M. Shapiro, V. Kostoglodov, **N. Cotte**, G. Cougoulat, A. Walpersdorf (2012). Seismic velocity changes, strain rate and non-volcanic tremors during the 2009-2010 slow slip event in Guerrero, Mexico. *Geophys. J. Int.*, <https://doi.org/10.1093/gji/ggt374>
- Zigone, D., D. Rivet, M. Radiguet, M. Campillo, C. Voisin, **N. Cotte**, A. Walpersdorf, N. Shapiro, G. Cougoulat, P. Roux, V. Kostoglodov, A. Husker, JS Payero (2012), Source triggering of tremors and slow slip event in Guerrero, Mexico, by the 2010 Mw 8.8 Maule, Chile, earthquake, *J. Geophys. Res.*, Vol. 117, <https://doi.org/10.1029/2012JB009160>
- Radiguet, M., F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, A. Walpersdorf, **N. Cotte**, V. Kostoglodov (2012), Slow slip events and strain accumulation in the Guerrero gap, Mexico, *J. Geophys. Res.*, Vol. 117-B04305, <https://doi.org/10.1029/2011JB008801>
- Beauprêtre S., S. Garambois, I. Manighetti, J. Malavieille, G. Sénéchal, M. Chatton, T. Davies, C. Larroque, D. Rousset, **N. Cotte** and C. Romano (2012), Finding the buried record of past earthquakes with GPR-based palaeoseismology : a case study on the Hope fault, New Zealand, *Geophys. J. Int.*, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05366.x>
- Walpersdorf, A., **N. Cotte**, V. Kostoglodov, M. Vergnolle, M. Radiguet, J. A. Santiago, and M. Campillo (2011), Two successive slow slip events evidenced in 2009–2010 by a dense GPS network in Guerrero, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L15307, doi:10.1029/2011GL048124.
- Rivet D., M. Campillo, N. M. Shapiro, V. Cruz-Atienza, M. Radiguet, **N. Cotte**, V. Kostoglodov (2011) Seismic evidence of nonlinear crustal deformation during a large slow slip event in Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, <https://doi.org/10.1029/2011GL047151>
- R. Fallourd, O. Harant, E. Trouvé, J.-M. Nicolas, M. Gay, A. Walpersdorf, J.-L. Mugnier, J. Serafini, D. Rosu, L. Bombrun, G. Vasile, **N. Cotte**, F. Vernier, F. Tupin, L. Moreau, and P. Bolon (2011), Monitoring Temperate Glacier

Displacement by Multi-Temporal TerraSAR-X Images and Continuous GPS Measurements, Journal of Selected Topics in Earth Observations and Remote Sensing, doi : 10.1109/JSTARS.2010.2096200

- Kostoglodov, V., A. Husker, N. M. Shapiro, J. S. Payero, M. Campillo, **N. Cotte**, and R. Clayton (2010), The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the Mexican subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L24301, doi:10.1029/2010GL045424.
- Radiguet, M., Cotton, F., Vergnolle, M., Campillo, M., Valette, B., Kostoglodov, V. and **Cotte, N.** (2010), Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event : the 2006 Guerrero Slow Slip Event. *Geophysical Journal International*, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04866.x>
- Vergnolle, M., A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, P. Tregoning, J. A. Santiago, **N. Cotte**, and S. I. Franco (2010), Slow slip events in Mexico revised from the processing of 11 year GPS observations, *J. Geophys. Res.*, 115, B08403, doi:10.1029/2009JB006852.
- **Cotte N.**, A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, M. Vergnolle, J.-A. Santiago, I. Manighetti and M. Campillo (2009). Anticipating the next large silent earthquake in Mexico, *EOS*, Vol. 90, No. 21, pp. 181-182, 26 May 2009
- Fallourd R., Harant O., Trouvé E., Nicolas J.M., Tupin F., Gay M., Vasile G., Bombrun L., Walpersdorf A., Serafini J., **Cotte N.**, Moreau L. and Bolon P., Monitoring Temperate Glacier : Combined Use of Multi-date TerraSAR-X Images and Continuous GPS Measurements, 4 pages, MULTITEMP 2009, Groton, Connecticut, USA, 2009.
- Tavakoli F., A. Walpersdorf, C. Authemayou, H.R. Nankali, D. Hatzfeld, M. Tatar, Y. Djamour, F. Nilforoushan and **N. Cotte** (2008). Distribution of the right-lateral strike-slip motion from the Main Recent Fault to the Kazerun Fault System (Zagros, Iran) : Evidence from present-day GPS velocities, *Earth Planet. Sci. Lett.* , <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.08.030>
- Trouvé E., I. Pétillot, P. Bolon, M. Gay, L. Bombrun, J.-M. Nicolas, F. Tupin, A. Walpersdorf, **N. Cotte**, I. Hajnsek, M. Keller. Monitoring Alpine Glacier activity by a combined use of TerraSAR-X images and continuous GPS measurements - the Argentière glacier experiment, invited paper, EUSAR 2008, Friedrichshafen, Germany, 2-5 June 2008.