



HAL
open science

Apport des méthodes d'imagerie radar satellitaire à l'étude des déformations de surface

Stéphane Baize, Johann Champenois, Hervé Jomard

► **To cite this version:**

Stéphane Baize, Johann Champenois, Hervé Jomard. Apport des méthodes d'imagerie radar satellitaire à l'étude des déformations de surface. RT/PRP-DGE/2015-00019, IRSN - Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire. 2016. irsn-04048760

HAL Id: irsn-04048760

<https://irsn.hal.science/irsn-04048760>

Submitted on 28 Mar 2023

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

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

Copyright

IRSNINSTITUT
DE RADIOPROTECTION
ET DE SÛRETÉ NUCLÉAIRE*Faire avancer la sûreté nucléaire*

Apport des méthodes d'imagerie radar satellitaire à l'étude des déformations de surface

RT/PRP-DGE/2015-00019

Pôle radioprotection, environnement, déchets
et crise

Service de caractérisation des sites et des aléas naturels



CENTRE NATIONAL D'ÉTUDES SPATIALES


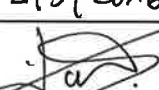
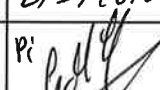
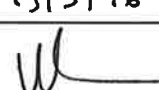
Demandeur	D3P12
Référence de la demande	ACCORD DE COLLABORATION IRSN-CNES n°IRSN LS 11 622
Numéro de la fiche programme	300001295/0010
Processus de rattachement	R4

Apport des méthodes d'imagerie radar satellitaire pour l'étude des déformations de surface

Johann Champenois, Stéphane Baize, Hervé Jomard

PRP-DGE/SCAN/BERSSIN

Rapport PRP-DGE n° 2015-00019

	Réservé à l'unité		Visas pour diffusion		
	Auteur(s)	Vérificateur	Chef du SCAN	Directeur	Directeur Général Adjoint *
Noms	S. BAIZE	C. CLEMENT	V.REBOUR	F. BESNUS	J. JOLY
Dates	2/3/2016	2/3/2016	15/3/16		
Signatures					

DIFFUSION : Libre Interne Limitée

*si nécessaire

HISTORIQUE DES MODIFICATIONS

Version	Date	Auteur	Pages ou paragraphes modifiés	Description ou commentaires

LISTE DE DIFFUSION

Nom	Organisme
Nathalie Lemaître	DSDP
Martin Vallée	IPG Paris
Laurence Audin	IRD Grenoble
Alexandra Alvarado	IG-EPN Quito
Virginie Pinel	Université Chambéry
Anna Maria Blumetti	ISPRA - Rome
Stefano Pucci	INGV - Rome
Mioara Manda	CNES

RESUME

Ce rapport présente les principaux résultats du projet de recherche initié par l'IRSN sur l'apport des méthodes d'imagerie radar satellitaire pour l'étude et la caractérisation des déformations de surface. Ce projet s'appuie sur l'utilisation des méthodes par interférométrie radar qui permettent un suivi spatio-temporel des déplacements de surface d'origines géodynamiques internes (séismes, volcanisme) ou externes (glissement gravitationnels). Ces méthodes connaissent un développement intense depuis le début des années 2000, grâce notamment à la multiplication des capteurs et l'amélioration des traitements. Ces méthodes permettent à présent d'effectuer des mesures avec une précision sub-centimétrique sur de grandes étendues spatiales (plusieurs centaines de kilomètres carrés).

La méthode a été testée dans des régions de contextes géodynamiques variés et pour l'analyse de phénomènes tectoniques différents : (1) l'étude des déformations intersismiques des failles de Quito et de la faille de Pallatanga ; (2) l'étude des déformations cosismiques associées aux séismes modérés d'Epagny (1996, France), de Pisayambo (2010, Equateur) et de L'Aquila (2009, Italie). Les études sur les déformations intersismiques ont permis d'évaluer et de caractériser des paramètres importants pour le calcul d'aléa sismique (en particulier pour le calcul probabiliste) tels que les vitesses de glissement, les distributions de glissement, les champs de déplacements, etc. Pour ce qui concerne les études sur les déformations co-sismiques, elles ont permis d'évaluer les fortes capacités de l'interférométrie radar à cartographier les ruptures de surface liées aux failles principales (portant les déplacements les plus importants) et également la déformation distribuée au-delà de ces dernières (et notamment les ruptures secondaires). Ces méthodes ont donc potentiellement un rôle important à jouer dans les futurs développements des bases de données des ruptures de surface en support au calcul probabiliste de l'aléa « déplacement de surface » (PFDHA). Elles ont aussi permis d'apporter des informations importantes sur la géométrie des failles à l'origine des séismes.

Par ailleurs, ce rapport présente deux autres applications géodynamiques, à savoir la déformation gravitationnelle à Alausi (Equateur) et le suivi de l'inflation constante du volcan actif Tungurahua (Equateur), confirmant les très nombreux champs d'application de l'interférométrie radar pour les problématiques environnementales.

MOTS-CLES

Imagerie radar, interférométrie, réflecteurs persistants, déformation de surface, séisme, rupture de surface, chargement intersismique

SOMMAIRE

1 INTRODUCTION	3
2 PRINCIPE, METHODES ET LIMITES DE L'INTERFEROMETRIE RADAR	4
2.1 IMAGE RADAR A SYNTHESE D'OUVERTURE (RSO).....	4
2.2 INTERFEROMETRIE RADAR ET MESURE DES DEPLACEMENTS	6
2.2.1 Interferometrie radar differentielle (DInSAR) et limites	8
2.2.2 Analyse en serie temporelle (MT-InSAR)	9
3 APPLICATIONS GEODYNAMIQUES.....	12
3.1 DEFORMATIONS INTERSISMiques.....	13
3.1.1 Le système de failles inverses de la région de Quito	13
3.1.2 La faille de Pallatanga.....	17
3.2 DEFORMATIONS COSISMiques	20
3.2.1 Etude du séisme d'Annecy-Epagny du 15 juillet 1996 associé à la faille du Vuache	22
3.2.2 Analyse des déformations de surface associées au séisme de Pisayambo du 25/3/2010 (M=5.0)	27
3.2.3 Cartographie et caractérisation des ruptures co-sismiques secondaires associées au séisme de L'Aquila.....	41
3.3 SUIVI DE L'INFLATION CONSTANTE DU VOLCAN ACTIF TUNGURAHUA ENTRE 2003 ET 2009	51
3.4 DEFORMATION GRAVITATIONNELLE A ALAUSI (EQUATEUR)	52
4 CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....	55
5 BIBLIOGRAPHIE	57
6 ANNEXE	63

1 INTRODUCTION

Dans le cadre de ses programmes de recherche, l'IRSN a développé dans les années 1990, en collaboration avec d'autres organismes de recherche français (pour l'essentiel), des réseaux géodésiques de GPS dans les zones métropolitaines les plus actives sismiquement. Après une vingtaine d'années de mesures, les données recueillies permettent d'estimer des taux de déformation au niveau régional qui peuvent être convertis en taux de moment disponible pour produire des séismes. L'utilisation des données GPS pour quantifier le chargement intersismique des failles n'est pas encore possible, car les taux de glissement sur celles-ci sont trop faibles (maximum 0,1-0,5 mm/a) au regard de la précision de la méthode. Pour aboutir à des mesures plus précises, des années de mesures sont encore nécessaires et, en 2015, l'IRSN ne maintient plus qu'un petit réseau autour de la faille de la Moyenne Durance.

Parallèlement, depuis le début des années 90, la technique d'interférométrie radar, qui fut d'abord utilisée dans les régions de forte déformation (cm/a), se développe vers des usages dans des zones à déformation modeste (mm/a). Cette méthode offre la possibilité de détecter et mesurer les déplacements de la surface terrestre avec une densité de points très importante et sur de grandes étendues géographiques, ce que les réseaux GPS ne peuvent pas faire. Basée sur la combinaison de deux images radars acquises à des dates différentes sur une même zone, elle permet de produire une carte des déplacements avec une précision sub-centimétrique. Avec l'accumulation des images radar depuis une vingtaine d'années maintenant, et grâce au développement de nouvelles techniques de traitement, l'étude des déplacements tectoniques dans les régions intraplaques est désormais accessible et l'IRSN a développé un programme de recherche en 2012, sous la forme du contrat post-doctoral de J. Champenois en co-financement avec le CNES. Le but est de développer la méthode à l'IRSN et d'effectuer des recherches dans le cadre des projets de recherche en cours (notamment en Equateur, dans le cadre du LMI SVAN) et des études de faisabilité pour une application dans ses champs d'expertise futurs (développement de base de données de ruptures de surface, déformations cosismiques en Europe et dans les régions intraplaques).

L'interférométrie radar a démontré tout son potentiel pour la mesure des déplacements du sol d'origine tectonique, avec une première application spectaculaire concernant le séisme de Landers en 1992 (Massonnet et al., 1994). C'est à partir de là que l'interférométrie radar a connu un développement très important, avec une diversification de ses applications comme l'étude des déformations sismotectoniques, des déformations volcaniques, des glissements de terrain, le suivi des zones de subsidence, etc. Tous ces développements sont rendus possibles par l'accroissement constant des données radars disponibles (ERS, Envisat, RADARSAT, ALOS, Cosmo-SkyMed, TerraSAR-X, Sentinel-1A) et par l'augmentation des ressources informatiques et notamment l'augmentation des vitesses de calcul et des capacités de stockage. Néanmoins, cette technique a de manière générale montré certaines limites, notamment en présence d'une végétation dense ou de perturbations atmosphériques, conduisant à une perte d'information sur les déplacements de la surface terrestre. C'est pourquoi, à partir du début des années 2000, ont été développées de nouvelles méthodes interférométriques, se basant sur une analyse multi-images des données radar, afin de s'affranchir au maximum de ces limites. De ce fait, les techniques des petites lignes de base (appelées Small Baseline, SBAS) et celles des réflecteurs persistants (appelées Persistent Scatterer, PS) ont été proposées, et permettent d'obtenir des densités de points de mesure très importantes, mais aussi de pouvoir effectuer un suivi temporel des déplacements du sol avec l'obtention d'une mesure pour chaque image radar utilisée.

Au-delà des applications sismotectoniques, on note que les données radar permettent de détecter et cartographier tout changement de l'état de la surface du sol : subsidence liée aux exploitations minières souterraines, tassement ou stabilité des pentes, inondations, destructions de bâtiments, déforestation, etc. Le champ des applications pour les problématiques environnementales est donc très vaste.

L'objet de ce rapport technique est de présenter brièvement les grands principes relatifs à la mesure des déplacements par interférométrie radar (section 2), puis d'exposer les différentes applications réalisées au sein du BERSIN, en France et à l'International, pour l'étude des déplacements tectoniques, volcaniques ou gravitaires (section 3).

2 PRINCIPE, METHODES ET LIMITES DE L'INTERFEROMETRIE RADAR

Ce rapport technique porte sur l'utilisation de l'interférométrie radar pour la mesure des déplacements de la surface terrestre. Cette technique est basée sur l'utilisation d'images de Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO) acquises sur une même zone mais à des dates différentes. L'interférométrie radar a pu être définie comme l'ensemble des méthodes exploitant la phase de deux images RSO. Basée sur la différence de phase de deux images RSO, elle permet d'obtenir des interférogrammes et par la suite des cartes de déplacements du sol avec une précision sub-centimétrique. Cette section abordera dans un premier temps les bases de l'imagerie RSO (radar à synthèse d'ouverture), avant d'expliquer comment l'interférométrie radar permet d'accéder à la mesure des déplacements de la surface terrestre. Puis une section sera consacrée au développement des méthodes interférométriques multi-image, une attention particulière sera apportée à la méthode des réflecteurs persistants.

2.1 IMAGE RADAR A SYNTHESE D'OUVERTURE (RSO)

Une image de Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO) est une image dont la résolution a été améliorée par rapport à une image radar dite "brute". Ce passage d'une image radar brute à une image RSO se fait par le biais d'un important processus de traitement du signal, permettant au final d'améliorer grandement la résolution.

Pour acquérir ce type de données, il est nécessaire d'utiliser un radar à visée latérale installé sur un satellite (Figure 1), un avion ou une navette spatiale. Lors du déplacement du satellite (suivant l'axe azimutal), l'antenne radar éclaire la surface terrestre par l'envoi successif d'impulsions de micro-ondes (de façon latérale dirigée vers la droite) permettant ainsi de couvrir une bande continue du sol parallèle à l'orbite du satellite (appelée fauchée). Les ondes rétrodiffusées par la surface du sol après chaque envoi d'impulsion par l'antenne, sont captées et enregistrées par cette même antenne, chaque écho étant classé en fonction de son arrivée au niveau de l'antenne. Ceci se traduit par un classement en distance des objets (on parle d'écholocation des objets). La répétition à intervalle de temps régulier des impulsions lors du déplacement du satellite permet de couvrir de grandes zones de la surface terrestre. L'enregistrement successif des échos de chaque impulsion permet de créer une image de données brutes, qui après traitement RSO, formera l'image radar de la surface du sol analysée.

Les capteurs radar sont dit "actifs" car ils sont leur propre source d'éclairement, contrairement aux capteurs optiques qui sont dit "passifs", car ils utilisent le soleil comme source d'éclairement. L'avantage des capteurs radar est donc leur capacité à acquérir des images du sol de jour comme de nuit.

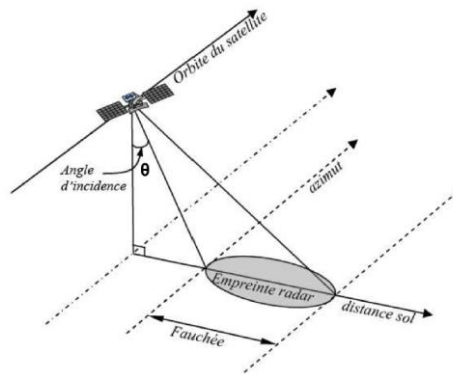


Figure 1 : Géométrie d'acquisition d'une image RSO (Champenois, 2011).

Le radar classe les objets du sol en fonction de leur distance sol-radar, ce qui entraîne des distorsions géométriques dans l'image à cause de la visée latérale, en fonction du relief de la surface terrestre balayée par le radar. Il existe cinq déformations géométriques (Figure 2) que l'on peut rencontrer dans une image RSO qu'il est possible de diviser en deux catégories :

- Les zones de compression (1), de recouvrement (2) et d'inversion (3) sont situées au niveau des pentes faisant face à la ligne de visée du radar. Dans le cas où la pente est relativement faible, il y a une compression (raccourcissement) des distances au niveau du plan image ($d_{AB} > d_{ab}$). Lorsque le relief est perpendiculaire à la ligne de visée du radar, il se crée une ambiguïté au niveau des ondes électromagnétiques rétrodiffusées (confusion entre les points b et c). Dans le cas où la pente locale présente un angle supérieur à l'angle d'incidence local de la ligne de visée du radar, il y a inversion entre le bas et le sommet de la pente (renversement entre e et d) ;
- Les zones de dilatation (4) et d'ombre (5) sont situées au niveau des pentes opposées à la ligne de visée du radar. Lorsque les pentes opposées à la ligne de visée du radar sont douces (angle inférieur à l'angle d'incidence locale de la ligne de visée du radar), il y a une dilatation (allongement) des distances au niveau du plan image ($d_{EF} < d_{ef}$). Si la pente opposée à la ligne de visée du radar est plus importante, alors il apparaît une zone d'ombre (exemple entre F, G et H). Ceci se traduit par une information nulle au niveau de ces zones (perte d'informations).

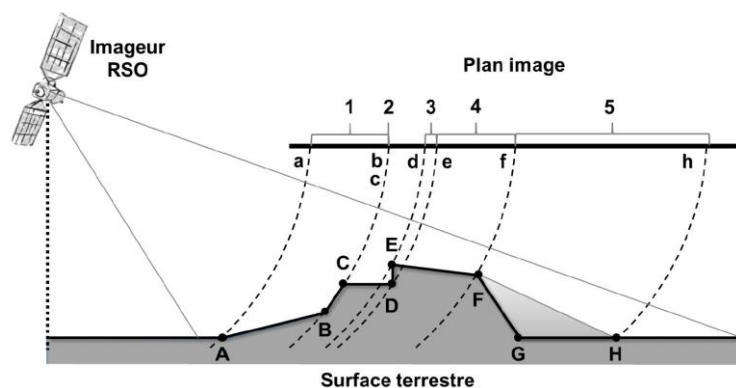


Figure 2 : Synthèse des déformations géométriques en distance produites par l'imagerie radar. (1) Zone de compression. (2) Zone de recouvrement. (3) Zone d'inversion. (4) Zone de dilatation. (5) Zone d'ombre (Champenois, 2011).

Une image RSO est constituée de plusieurs millions de pixels. À chaque pixel est associée une mesure complexe du signal rétrodiffusé par l'ensemble des cibles présentes dans une cellule de résolution. Cette donnée complexe est composée d'une mesure d'amplitude et d'une mesure de phase (Figure 3). La donnée d'amplitude est caractéristique de la capacité d'un sol à rétrodiffuser l'onde électromagnétique (dépendant notamment de la rugosité, du taux d'humidité, etc.), alors que la donnée de phase correspond au déphasage entre l'onde émise (prise comme référence) et l'onde rétrodiffusée par le sol. Cette dernière est en partie représentative du trajet aller-retour de l'onde entre le radar et la surface terrestre. La phase mesurée par le radar est connue modulo 2π et il est impossible d'interpréter l'image de phase en l'état, contrairement à l'image d'amplitude qui donne des informations sur la surface au sol éclairée.

$$\varphi_i = \varphi_{géo} + \varphi_{atm} + \varphi_{pro} \text{ avec } \varphi_{géo} = \frac{4\pi R}{\lambda} \quad (2.1)$$

Où λ est la longueur d'onde, R la distance satellite-sol, φ la mesure de phase

La mesure de phase peut être décomposée en trois composantes (Equation 2.1) : la phase géométrique $\varphi_{géo}$ (correspondant au déphasage lié au trajet aller-retour rectiligne de l'onde), la phase atmosphérique φ_{atm} (liée à la propagation de l'onde dans l'atmosphère réfractive) et la phase propre φ_{pro} (liée à la rétrodiffusion de l'onde, tributaire des propriétés intrinsèques des différentes cibles au sol). **Il est important de noter que la composante géométrique de la phase est proportionnelle à la distance radar-cible.**

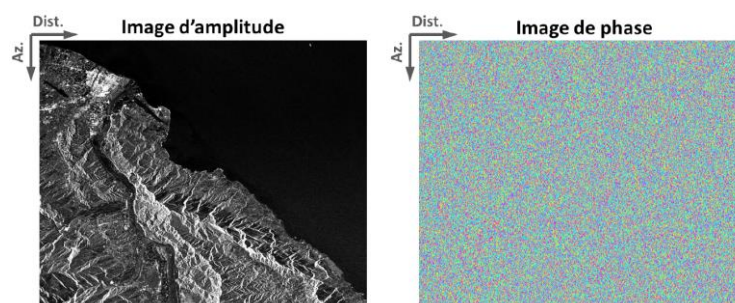


Figure 3 : Composition d'une image RSO : exemples d'images d'amplitude et de phase (Champenois, 2011).

Chaque pixel représente la somme d'une multitude de cibles au sol, chacune contribuant dans la mesure de la phase propre. De ce fait, cette mesure est relativement imprévisible car elle est dépendante d'un nombre important de paramètres (l'addition ou la soustraction de l'écho d'une cible au sein d'un pixel peut modifier considérablement la réponse finale). La phase propre est donc variable d'un pixel à l'autre, ce qui rend l'image de phase d'une seule image radar complètement inexploitable. C'est pourquoi seules de multiples acquisitions vont permettre de rendre exploitable les différentes images de phase. L'une des solutions va être d'employer deux images RSO et de soustraire leur phase respective pixel à pixel dans le but d'éliminer la phase propre de chaque pixel. Il sera alors possible d'accéder à la composante géométrique de la phase contenant le paramètre de distance radar-sol, capital pour la mesure des déplacements de surface. Ceci est le grand principe de l'interférométrie radar [Massonnet & Feigl, 1998, Burgmann et al., 2000, Rosen et al., 2000, Hanssen, 2001].

2.2 INTERFEROMETRIE RADAR ET MESURE DES DEPLACEMENTS

L'interférométrie radar est basée sur la réalisation de couples d'images RSO acquises dans des conditions similaires (angle d'incidence, longueur d'onde, etc.) et sur une même surface au sol. Le fait d'utiliser deux images RSO

acquises à des temps différents (avec un intervalle de temps pouvant aller jusqu'à plusieurs années) va permettre d'accéder à deux informations : une information sur les déplacements de la surface terrestre intervenant entre les deux dates et une sur les changements d'état de surface affectant directement la rétrodiffusion des ondes (ce qui introduit une décorrélation du signal plus ou moins importante).

L'idée principale de l'interférométrie radar est de conserver les paramètres d'acquisitions identiques entre deux images afin de préserver la phase propre de chaque pixel inchangé. Ainsi, en réalisant une soustraction pixel à pixel de la phase des deux images RSO, il est possible de s'affranchir de cette composante. Cette hypothèse repose en grande partie sur le fait que chaque cible au sol est restée stable entre les deux acquisitions. Cette stabilité entre deux images est un paramètre limitant pour l'interférométrie radar. En effet, les zones à fort couvert végétal ou les zones d'eau présentent une très forte instabilité et seront difficile, voire impossible à exploiter. À partir de l'hypothèse de phases propres inchangées, l'expression de la phase interférométrique peut être simplifiée et exprimée directement en fonction de la phase géométrique (Equation 2.2). Il est important de remarquer que la phase interférométrique est directement reliée à la différence de trajet radar-cible R entre les deux dates. L'image de phase interférométrique obtenu est appelée interférogramme.

$$\varphi_{int} = \varphi_1 - \varphi_2 = (\varphi_{pro1} + \varphi_{géo1}) - (\varphi_{pro2} + \varphi_{géo2}) = \varphi_{géo1} - \varphi_{géo2} = \frac{4\pi}{\lambda}(R_1 - R_2) \quad (2.2)$$

Où R1 et R2 sont les distances du sol aux satellites 1 et 2, respectivement

Jusqu'à présent, il était supposé que les deux images RSO utilisées pour la formation d'un interférogramme étaient acquises suivant la même géométrie d'acquisition (cas idéal). Or en réalité, la trajectoire du satellite radar n'est pas exactement la même entre deux acquisitions. La différence en distance entre deux passages du satellite au-dessus d'une même zone est appelée ligne de base. D'une manière générale, la phase interférométrique est le résultat de quatre composantes majeures :

- Une **contribution orbitale** qui se traduit par la présence d'un réseau de franges parallèle à la direction du satellite. Lorsque l'on visualise un interférogramme "brut", c'est-à-dire sans aucune correction, c'est la contribution orbitale qui domine largement. A partir des données d'orbites précises fournies par les différentes agences spatiales [Scharroo & Visser, 1998], il est possible d'estimer le réseau de franges contenu dans un interférogramme et ainsi de soustraire cette contribution ;
- Une **contribution topographique** qui est dépendante du relief mais aussi de la ligne de base. Plus la ligne de base sera élevée et plus l'interférogramme sera sensible à la topographie. Au sein d'un interférogramme, cette contribution se traduit par un réseau de franges topographiques comparables à des courbes de niveau. Cette contribution peut être soustraite à l'aide d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) ;
- Une **contribution atmosphérique** qui est reliée à la variabilité spatiotemporelle de l'atmosphère. Elle résulte du changement d'atmosphère entre les deux acquisitions RSO, qui est principalement provoquée par la fluctuation de l'indice de réfraction du milieu de propagation. Deux couches de l'atmosphère sont responsables de cette contribution: la troposphère qui est facile de soustraire (artefacts grande longueur d'onde présumés homogènes horizontalement et stratifiés verticalement) et l'ionosphère qui est plus délicate à soustraire (très hétérogène du fait des turbulences) ;
- Une **contribution de déplacement** qui dépend de la déformation éventuelle de la surface terrestre entre les deux acquisitions RSO.

2.2.1 INTERFEROMETRIE RADAR DIFFERENTIELLE (DINSAR) ET LIMITES

Afin de mesurer les déformations de surface entre deux acquisitions RSO, il faut extraire la contribution de déplacement de la phase interférométrique. Pour réaliser cette opération, il s'agit d'éliminer de l'interférogramme brut les composantes de phase liées à la topographie, à la configuration orbitale et à l'atmosphère. Le résultat de phase ainsi obtenu est constitué du terme de déformation mais aussi de résidus qu'il faut considérer comme du bruit et qui peuvent perturber la mesure des déplacements (Figure 4).

Ainsi, les résidus orbitaux au sein d'un interférogramme peuvent représenter jusqu'à 4 franges. L'avantage est qu'elles sont dans la plupart des cas parallèles à la direction du satellite. La soustraction d'une rampe orbitale calculée à partir de l'adaptation d'un modèle polynomial de phase donne d'excellents résultats. Concernant les résidus topographiques, étant donné leur relation proportionnelle avec la ligne de base, il est possible de les estimer dans le cas où il existe plusieurs couples interférométriques. Quant à la contribution atmosphérique, elle reste un problème majeur et une limite à la mesure des déplacements par interférométrie radar différentielle.

Avec le développement croissant de l'interférométrie radar différentielle au cours de années 90, trois grandes limites à la mesure des déplacements par cette méthode ont pu être mises en lumière :

- La **perte de cohérence interférométrique** ou décorrélation spatiale-temporelle est responsable du bruit dans les interférogrammes pouvant masquer le signal de déplacement. Les sources de décorrélation sont multiples et ont fait l'objet d'une analyse détaillée par Zebker et Villasenor (1992) distinguant les effets liés au capteurs, des effets temporels affectant la phase et des effets géométriques reliés aux changements de prise de vue ;
- Le **déroulement de phase** : la phase interférométrique n'étant connue que modulo $2k\pi$, avec k entier, pour connaître la valeur exacte de la phase pour chaque pixel d'un interférogramme, il est nécessaire de déterminer la valeur de k pour tous les pixels. L'opération de déroulement consiste à évaluer tous les entiers k d'un interférogramme. Cette étape, simple au premier abord, s'avère très compliquée et problématique pour l'interprétation des interférogrammes (possible propagation d'erreur de déroulement). Ce thème de recherche a été l'objet de multiples articles et ouvrages [Goldstein et al., 1988, Ghiglia & Pritt, 1998, Zebker & Lu, 1998, Chen & Zebker, 2000] ;
- Les **délais atmosphériques** : Il s'agit sans doute de la principale limite à la mesure des déplacements par interférométrie radar différentielle. C'est pourquoi il est crucial de pouvoir s'affranchir au maximum de la contribution atmosphérique. Ainsi, deux approches ont été développés jusqu'à présent : (1) utiliser des données externes pour simuler et modéliser la phase atmosphérique et (2) travailler avec une série d'interférogrammes et utiliser les caractéristiques spatiotemporelles des déplacements et des artefacts atmosphériques pour dissocier ces deux contributions. Ces deux approches, qui sont développées par la suite pour étudier les déformations, sont pour le moment toujours en phase de recherche et ne permettent pas encore une correction complète du délai atmosphérique dans les interférogrammes.

Il est primordial de bien noter que la mesure des déplacements par interférométrie radar se fait selon la ligne de visée du radar (dépendante des paramètres d'acquisition propres à chaque capteur). Ainsi il est plus facile de parler d'éloignement ou de rapprochement du sol vers le satellite. Afin de reconstruire un champ de déplacement 3D, comme peut le fournir les mesures par GPS, il est nécessaire de disposer de trois lignes de visées différentes afin de résoudre le problème 3D.

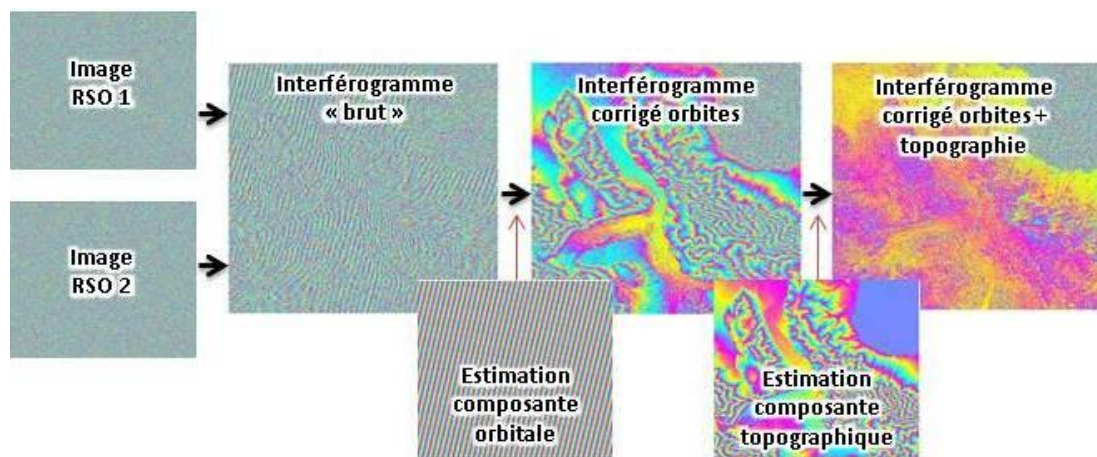


Figure 4 : Exemple de calcul d'un interférogramme différentiel (Champenois, 2011).

2.2.2 ANALYSE EN SERIE TEMPORELLE MULTI-IMAGES (MULTITEMPOREL-INSAR)

La méthode d'interférométrie radar a, dès ses débuts, démontré toute sa capacité à imager et quantifier les déplacements de la surface terrestre sur de larges étendues spatiales. Son succès quasi-immédiat a ainsi fortement facilité son développement. Dans un premier temps complètement ignorés, les artefacts atmosphériques représentent aujourd'hui l'une des limites majeures de l'interférométrie radar dite « classique ». De plus, il n'est pas toujours possible de calculer des interférogrammes avec toutes les images radar, soit à cause d'une ligne de base trop importante ou alors à cause d'intervalle de temps trop faible entre les deux dates ne permettant pas de détecter le signal de déformation.

Ainsi depuis le début des années 2000, plusieurs stratégies ont été développées avec pour double objectif de pouvoir utiliser l'ensemble des données disponibles et d'essayer de s'affranchir au maximum des problèmes atmosphériques ; il s'agit de l'analyse en série temporelle ou multi-images. Au sein de cette approche multi-images, on distingue trois méthodes d'analyse en série temporelle : la sommation d'interférogrammes, les méthodes des petites lignes de base (aussi appelée SBAS pour Small Baseline), et celles des réflecteurs persistants (aussi appelée PS pour Persistent Scatterer). Pour ce qui concerne l'estimation du délai atmosphérique, trois approches sont toujours à l'étude : un moyennage de ce délai par sommation d'interférogrammes, un suivi de l'évolution spatiale de la phase pour ensuite tenter de filtrer ce délai ou l'utilisation de modèles atmosphériques globaux.

Par la suite, seule la méthode PS (Persistent Scatterer) est utilisée : c'est la méthode la plus efficace dans des régions végétalisées avec des pertes de cohérence temporelle entre pixels. Par ailleurs, c'est également la technique la mieux maîtrisée car appliquée pendant les travaux de thèse de J. Champenois (2011).

2.2.2.1 Principe de la méthode des réflecteurs Persistants (PS-InSAR)

La méthode des Réflecteurs Persistants permet le suivi de l'évolution temporelle des déplacements sur des points spécifiques appelés réflecteurs persistants (connus sous l'acronyme PS). L'une des idées directrices de cette méthode est de pouvoir utiliser toutes les données RSO disponibles en calculant une série d'interférogrammes avec une image maîtresse unique. Quel que soit la configuration orbitale (ligne de base) et l'écart temporel entre chacune des images esclaves avec l'image maîtresse, tous les interférogrammes sont

calculés. Cette méthode exige par conséquent une sélection judicieuse des points spécifiques. Pour réaliser cette sélection, la phase interférométrique est analysée spatialement et temporellement. Cette méthode a été développée initialement pour l'étude des milieux urbains [Ferretti et al., 2000, Ferretti et al., 2001], et des améliorations ont par la suite été apportées par Colesanti et al. (2003). Depuis, d'autres algorithmes se basant sur la méthode des réflecteurs persistants ont été proposés [Adam et al., 2003, Lyons & Sandwell, 2003, Kampes, 2006, Hooper et al., 2007, Crosetto et al., 2008].

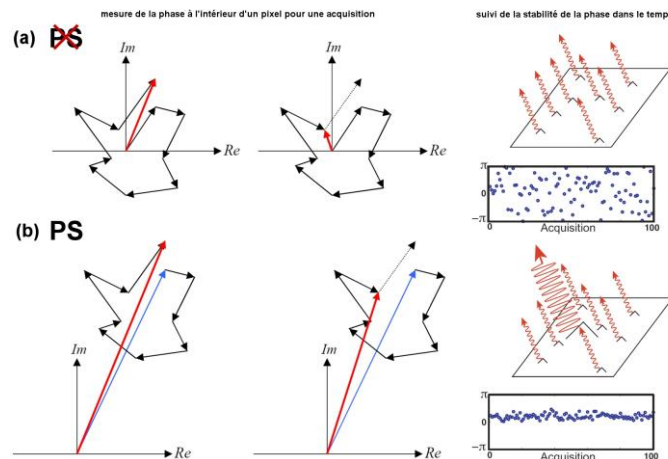


Figure 5 : Représentation du comportement d'un pixel distribué et d'un pixel PS. (a) Suivi du comportement d'un pixel distribué, constitué de cibles élémentaires d'amplitudes semblables. L'addition ou la soustraction de la réponse d'une cible élémentaire change de façon notable la mesure de phase finale (rouge). (b) Suivi du comportement d'un pixel PS, incluant un diffuseur fort (bleu) de grande amplitude, donnant une stabilité à la phase finale quelles que soient les variations des autres cibles élémentaires.

Comme il a été dit précédemment, la phase d'un pixel est déterminée par la somme cohérente de toutes les contributions des cibles élémentaires présentes au sein de la cellule de résolution. Les phénomènes de décorrélation spatio-temporelles procurent une instabilité à cette mesure de phase. Néanmoins, une famille de pixels n'est pas affectée par ces phénomènes (ou alors très faiblement), il s'agit de pixels présentant à l'intérieur de la cellule de résolution une cible élémentaire forte (diffuseur fort) dont la contribution au sein de ce pixel va dominer toutes les autres (de par son amplitude élevée). Quelles que soient les variations de phase des autres cibles élémentaires, la phase mesurée du pixel restera stable au cours du temps (Figure 5). Ces points peuvent correspondre dans la réalité à un rocher, au coin d'un immeuble, un tronc d'arbre, etc. Ainsi, **à partir de l'analyse de la stabilité temporelle de la phase pour chaque pixel, une sélection de ces points cohérents est réalisée** (ceux présentant une faible variation de la phase quel que soit l'interférogramme calculé). L'avantage de l'approche PS est qu'il est possible de dissocier, dans les cas où la densité de points de mesure est suffisamment grande, les différentes contributions de la phase interférométrique à partir d'une analyse spatio-temporelle de cette dernière. **Au final, il est possible d'analyser l'évolution des informations d'amplitude et de phase afin d'en extraire des renseignements sur les déplacements du sol pour chaque PS** [Usai & Hanssen, 1997].

Au cours des différentes études présentées dans la suite de ce rapport, il a été choisi d'employer l'algorithme StaMPS (Stanford Method for Persistent Scatterer) développé Hooper et al. (2007). Cette méthode qui utilise une approche sensiblement différente des autres méthodes PS, a été développée pour améliorer la précision sur les déplacements estimés (notamment en milieu non-urbain) et être capable de suivre dans le temps des déformations non linéaires (sans intégration d'un modèle de déformation linéaire à priori). Cet algorithme (Figure 6) peut être divisé en quatre grandes étapes : (1) la formation des interférogrammes, (2) l'identification des candidats PS par une analyse de la stabilité de la phase, (3) la sélection des PS et enfin (4) l'estimation des déplacements pour

chaque PS. À la fin du processus StaMPS, il y a pour chaque pixel PS : une valeur moyenne de vitesse, la série temporelle des déplacements avec une mesure pour chaque date d'acquisition, une estimation de l'incertitude sur la mesure (calcul de la déviation standard), l'estimation de la composante atmosphérique et l'erreur sur le MNT.

2.2.2.2 Avantages et limites des méthodes par réflecteurs persistants

La méthode des réflecteurs persistants présente plusieurs avantages :

- l'utilisation de l'ensemble des images RSO, permettant d'augmenter la résolution temporelle pour le suivi des déformations ;
- l'application sur de grandes étendues spatiales (pour l'étude des déformations à grande échelle) mais aussi permettant un suivi des déformations locales (à l'échelle du bâti).
- une précision sub-centimétrique des mesures de déformation (qui dépend de la résolution temporelle des images RSO utilisées) ;
- la forte densité de points de mesure, surtout dans les zones urbaines (avec parfois plus de 1 000 PS/km²). Cette densité est largement supérieure à la densité de stations GPS installées, offrant ainsi une analyse plus fine des déplacements de la surface terrestre ;
- elle ne nécessite pas l'installation de matériel car elle utilise les éléments physiques présents sur la surface du sol, qu'ils soient d'origine naturelle ou anthropique ;
- les points de mesure ne sont pas forcément tous voisins, il est possible d'obtenir des points de mesure isolés, la cohérence interférométrique ne rentrant pas en compte dans le choix des couples interférométriques.

Mais comme toute méthode, elle présente aussi certaines limites :

- les déplacements mesurés le sont suivant la ligne de visée du radar, il n'est donc pas possible d'obtenir directement les composantes Nord, Est et verticale des déplacements. La seule possibilité qui existe est l'utilisation de plusieurs jeux de données avec des paramètres d'orbites différentes (ascendantes et descendantes par exemple). Cela s'avère être un problème lors des études PS car suivant la géométrie d'acquisition les cibles élémentaires n'ont pas le même comportement, certains pixels seront sélectionnés en tant que PS dans une géométrie donnée et rejetés de la sélection dans une autre ;
- il est impossible de connaître à l'avance la quantité et la position des points PS. Il est clair que si la zone d'étude est un milieu urbain, la densité de points de mesure sera forte ;
- le nombre d'images nécessaire pour obtenir une précision acceptable. Le nombre d'images à partir duquel le traitement PS donne des résultats est de 12 pour StaMPS [Hooper et al., 2007] ;
- l'incapacité à mesurer des déplacements avec un comportement fortement non linéaire.

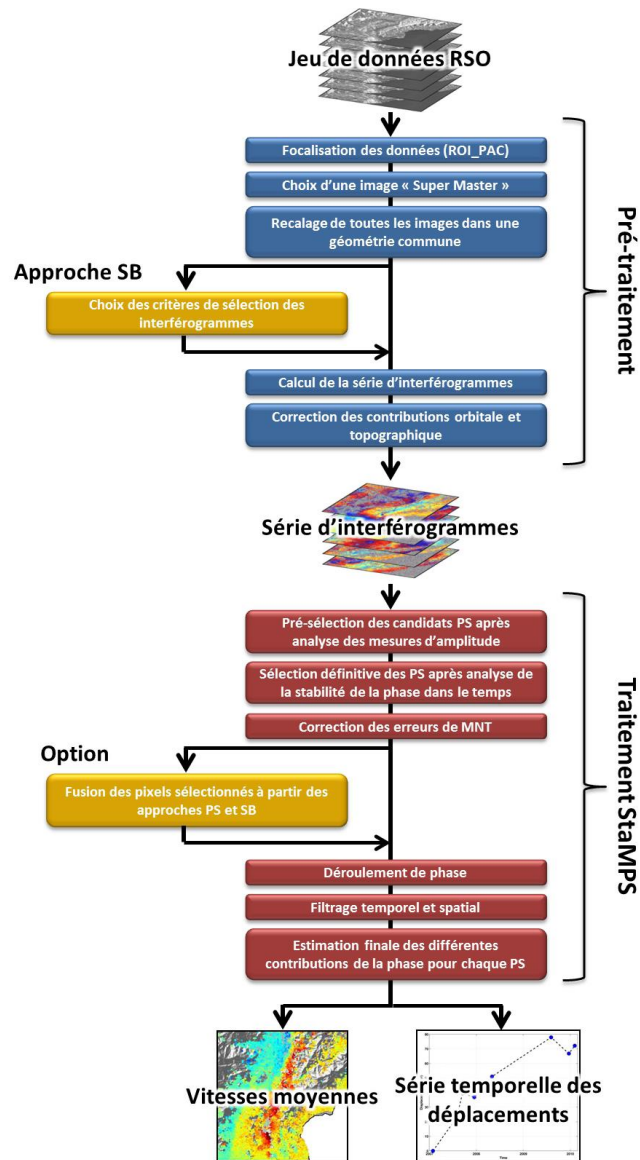


Figure 6 : Description de la chaîne de traitement StaMPS

3 APPLICATIONS GEODYNAMIQUES

Les différentes applications présentées dans ce chapitre résultent de deux années de recherche à l'IRSN. Elles ont été effectuées en collaboration avec des instituts de recherches français (ISTerre, Géoazur, IPGP) et internationaux (IG-EPN, INGV) impliqués dans les mêmes projets de recherche communs avec l'IRSN (Laboratoire Mixte International SVAN France-Equateur ; constitution de la base de données de ruptures de surface dans le cadre IAEA (SURE) et INQUA (SURFACE)).

L'objectif principal des actions de recherche est de montrer les capacités des différentes techniques de l'interférométrie radar pour l'étude des déformations de surface d'origines géodynamiques internes (séismes, volcanisme) voire externes (glissement gravitationnels).

Dans cette section, nous évoquerons successivement l'apport des résultats InSAR pour l'analyse des déformations d'origines 1) tectonique et intersismique (zone de Quito, faille de Pallatanga, Equateur) ; 2) cosismique (séismes

d'Annecy-Epagny, France, de L'Aquila, Italie et de Pisayambo, Equateur) ; 3) volcanique (Tungurahua, Equateur) et 4) gravitationnelle (Alausi, Equateur).

3.1 DEFORMATIONS INTERSISMQUES

Le modèle simple du cycle sismique décrit l'accumulation de contrainte autour d'une faille bloquée et la rupture de cette faille lors du séisme. Pendant la période intersismique, la contrainte s'accumule autour de la faille en réponse aux déplacements relatifs qui peuvent être mesurés par géodésie. Les données RSO peuvent ainsi être utilisées pour estimer le taux de déplacement intersismique autour de segments de failles bloqués. Ce travail a été effectué pour la « Longitudinal Valley Fault (LVF) » qui est une des failles les plus actives de Taiwan (taux de glissement 2,5 cm/a), en utilisant la technique des réflecteurs persistants ("permanent scatterers", PS : voir paragraphe 2.2.2.1) (Peyret et al., 2011 ; Champenois et al., 2012).

Les motivations de l'application de cette méthode en Equateur sont d'estimer des paramètres essentiels pour le calcul de l'aléa sismique, le taux de glissement et la géométrie des failles crustales bloquées. Des valeurs ont déjà été produites à partir de données GPS (Alvarado, 2012), mais les méthodes InSAR apportent l'avantage de la couverture cartographique adaptée qui permet en particulier d'envisager de façon plus précise l'extension et les géométries des structures géologiques actives. L'application a été effectuée sur deux zones-tests recouvrant des failles actives reconnues et représentant de forts enjeux en termes de risque sismique (Figure 7) : le système de faille de Quito qui absorbe une déformation de l'ordre de 3-4 mm/a (Alvarado et al., 2014) et le système de failles de Pallatanga qui accommode environ 2,5 mm/a (Baize et al., 2015).

L'enjeu scientifique concerne notamment les difficultés de mesurer des vitesses de déplacement proches de la limite de détection de la méthode (quelques mm/a) dans des régions a priori peu favorables à l'application de cette même méthode (urbanisation réduite et végétation importante).

Ce travail en Equateur se place dans le cadre de la participation de l'IRSN au Laboratoire Mixte International France-Equateur. Un projet de recherche a été soumis auprès des agences spatiales Européenne (ESA) et japonaise (JAXA) afin d'obtenir gratuitement des données radar d'archives acquises par les satellites ERS1&2, Envisat et ALOS1&2. Ce travail a été réalisé en étroite collaboration avec ISTERRE (Grenoble), GéoAzur (Nice), l'IPG (Paris) et l'IG-EPN (Quito).

3.1.1 LE SYSTEME DE FAILLES INVERSES DE LA REGION DE QUITO, EQUATEUR

La ville de Quito, capitale de l'Equateur comptant plus de 1,5 million d'habitants, est localisée à la verticale d'un ensemble de failles actives inverses de vergence Est, dont la projection en surface émerge à la bordure orientale de la ville. Ce système est complété d'un système décrochant dextre. Ces failles constituent un aléa majeur pour le bassin de Quito qui a déjà subi par le passé des séismes endommageant (Alvarado et al., 2014). Les mesures par GPS (mesures continues et temporaires) montrent un raccourcissement horizontal de près de 4 mm/an qui est absorbé par les failles inverses de Quito (Figure 8).

Pour obtenir une cartographie régionalisée de la déformation, les données d'archives des satellites européens ERS-1 et ERS-2 pour la période entre mai 1993 et septembre 2000 ont été traitées. A partir des 19 images RSO disponibles, acquises en orbites descendantes, nous avons obtenu pas moins de 68 000 points de mesures en appliquant la chaîne de traitement sur réflecteurs persistants «StaMPS» (Figure 9), représentant une densité de points de mesure importante d'environ 23 pixels/km².

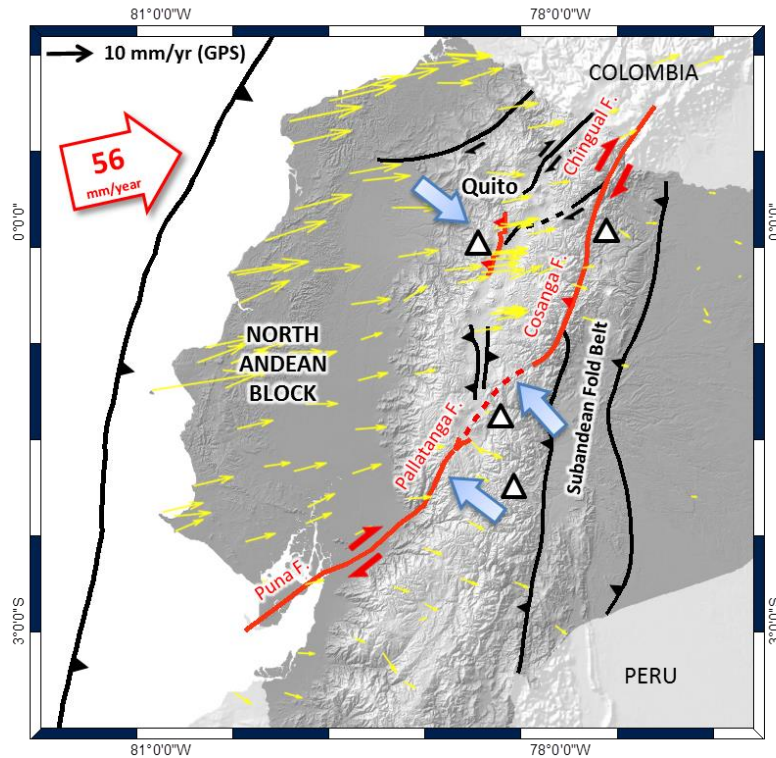


Figure 7 : Carte du contexte géodynamique de l'Equateur. Les flèches jaunes représentent les déplacements horizontaux estimés à partir des mesures GPS (données J.-M. Nocquet). Les triangles noirs représentent les volcans principaux actifs, avec du nord au sud Guagua Pichincha près de Quito, Reventador un peu à l'est, Tungurahua et finalement Sangay. Les flèches bleues pointent les zones d'étude interférométriques d'Equateur décrites dans ce rapport : Quito au nord, Pallatanga au sud, Pisayambo au centre.

La carte des déplacements de surface (Figure 9) met clairement en évidence le soulèvement du bassin de Quito, avec une vitesse moyenne comprise entre 0,5 mm/an et 2 mm/an. Ce champ de déformation est interprété comme le résultat du glissement du système de failles inverses présent à l'Est du bassin de Quito. Les différents profils de vitesses le long de ce système montrent une décroissance de l'activité tectonique du nord vers le sud (Figure 9). Les plus forts déplacements de surface mesurés sont localisés au niveau de la ville moderne de Quito (voir profil 2, Figure 9).

Aucune déformation de surface n'est mesurée autour du système de failles décrochantes de Guayallbamba, au nord-est de Quito. A l'inverse, le champ de déplacement mesuré autour de la faille décrochante bordant la partie ouest de la cordillère, au sud du bassin (voir profil 4, Figure 9), indique des déplacements tectoniques significatifs (4 mm/a sur une largeur de 4 km). La pente régulière du profil évoque une déformation intersismique accommodée sur une épaisseur importante.

L'autre zone de fort déplacement mise en évidence par cette étude est le soulèvement de l'anticlinal de Conocoto (voir profil 3, Figure 9), avec une vitesse moyenne d'environ 2 mm/an. Cet anticlinal, situé à l'Est du système de failles inverses de Quito, avait été préalablement cartographié à l'aide d'analyses géomorphologiques (Alvarado et al., 2014).

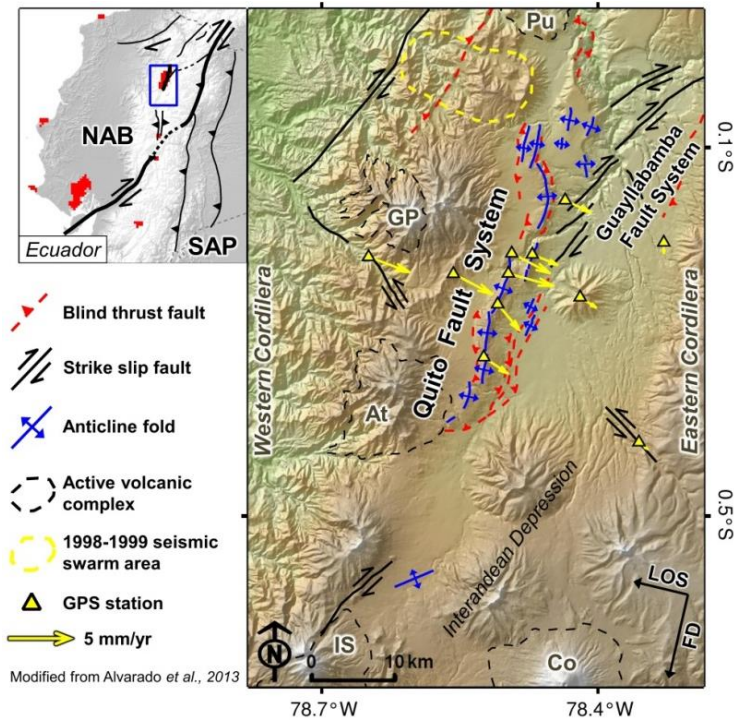


Figure 8 : Contexte néotectonique de la région de Quito. Les lignes rouges et bleues représentent respectivement les plis et les failles inverses alors que les lignes noires représentent les failles décrochantes. Les vecteurs vitesses bleues sont matérialisés par les flèches jaunes. Les zones en pointillés noirs illustrent les zones volcaniques quaternaires.

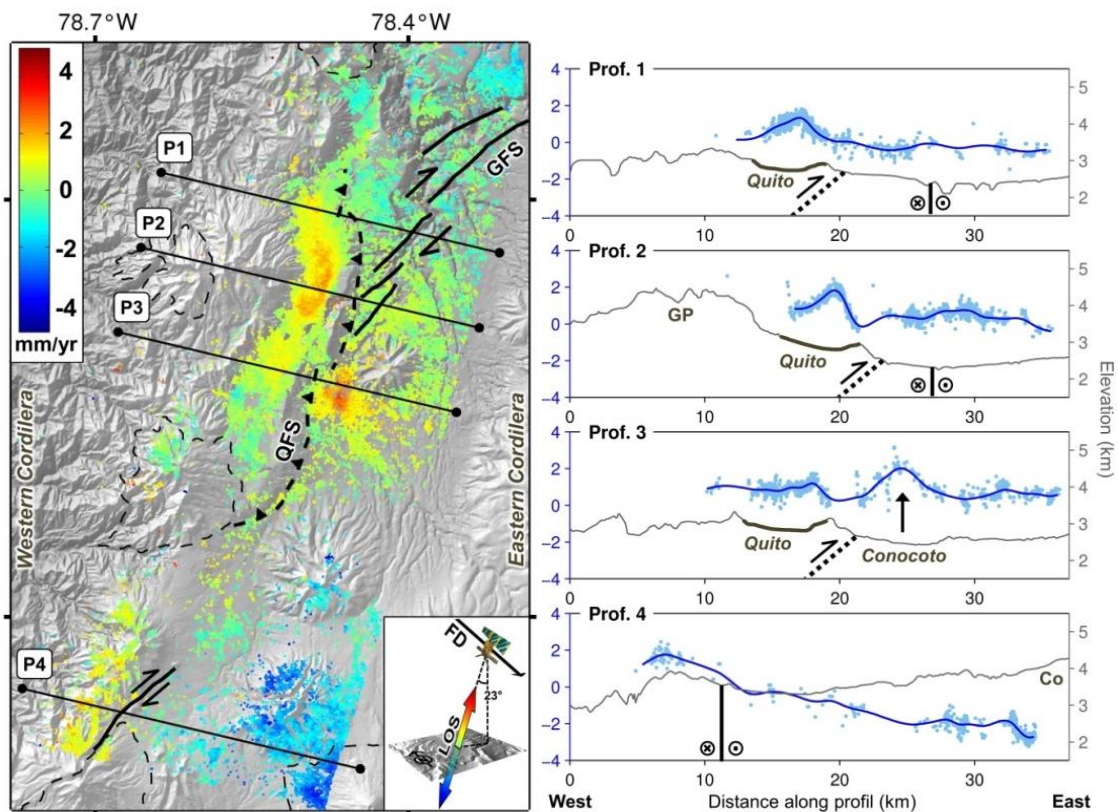


Figure 9 : A gauche : Carte des déplacements moyens selon la ligne de visée du radar entre mai 1993 et septembre 2000. Les principales structures tectoniques actives sont représentées par des lignes noires. A droite : profils des déplacements moyens perpendiculaire au système de failles inverses de Quito.

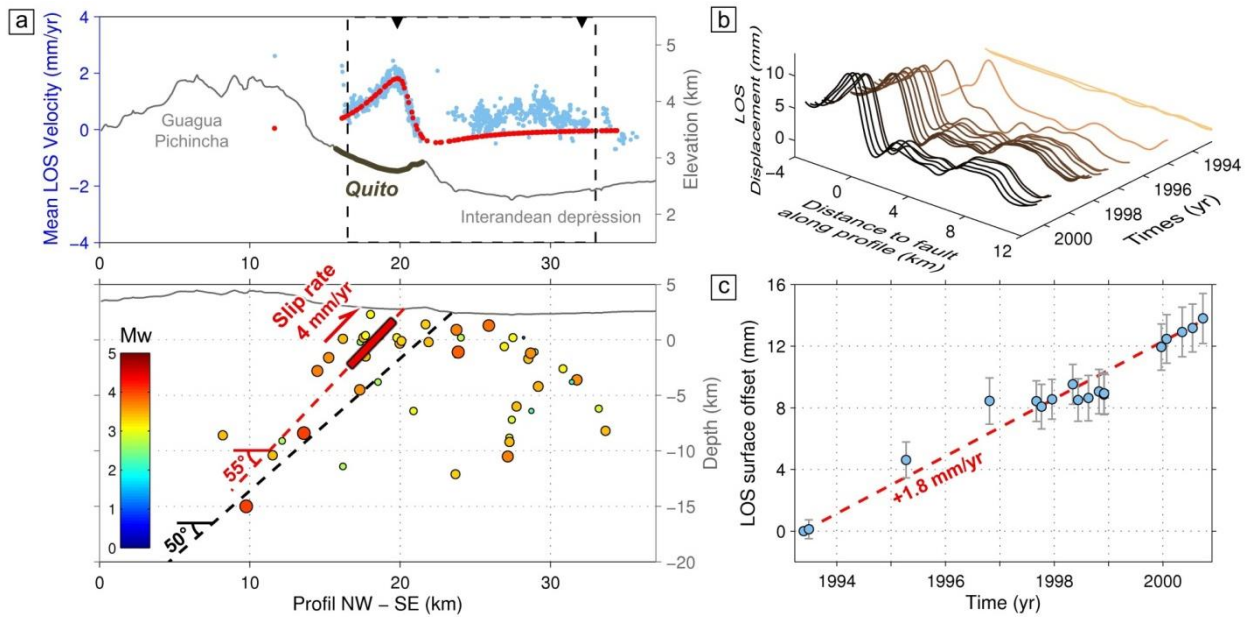


Figure 10 : Suivi temporel des déplacements de surface autour de la ville de Quito et modélisation du glissement profond. (a) Haut : profil des déplacements moyens selon la ligne de visée radar en bleu (voir profil 2, Figure 9) et meilleur modèle élastique direct en rouge (patch unique type Okada représenté en coupe dans la figure en bas à gauche par le trait épais rouge). Bas : Comparaison entre la sismicité enregistrée entre mai 1993 et septembre 2000 et le patch de glissement utilisé pour obtenir le meilleur modèle élastique direct. (b) Série temporelle des déplacements de surface suivant le profil 2 de la Figure 9, entre 1993 et 2000. (c) Suivi temporel du déplacement de surface cumulé entre les deux points matérialisés par des triangles noirs inversés sur a), l'un localisé dans le bassin de Quito et à l'autre à l'Ouest dans la Vallée Interandine à l'Est. La ligne en pointillé rouge a été calculée à partir du meilleur modèle élastique direct.

Le caractère linéaire du glissement du système de failles inverses de Quito est illustré par la série temporelle des déplacements de surface (voir b et c, Figure 10). Afin de caractériser les déplacements mesurés, une modélisation élastique directe a été réalisée à partir d'un modèle de dislocation élastique de type Okada [1985]. Le meilleur modèle, i.e. celui qui permet de reproduire au mieux le profil des déplacements de la Figure 10, est un plan plongeant de 55° vers l'ouest à 1,5 km de profondeur avec une largeur de 4 km, auquel on attribue un glissement uniforme de 4 mm/an en mécanisme inverse. Si l'on compare ce modèle avec celui issu de l'inversion des données GPS (Figure 11), il se trouve que les vitesses de glissement correspondent parfaitement mais que le glissement apparaît plus profond avec les données GPS, avec une profondeur comprise entre 3 km et 7 km.

Cette première modélisation devrait être complétée par une inversion jointe des données InSAR et GPS afin de déterminer la distribution spatiale du glissement le long du système de failles inverses de Quito. A terme, l'objectif est de déterminer un taux de glissement moyen pour l'intégrer dans le calcul de l'évaluation probabiliste de l'aléa sismique. Dans ce calcul, on pourra éventuellement tenir compte de la fraction asismique de la déformation en comparant le taux géodésique (obtenu par InSAR) au taux sismique (obtenu grâce aux catalogues de sismicité).

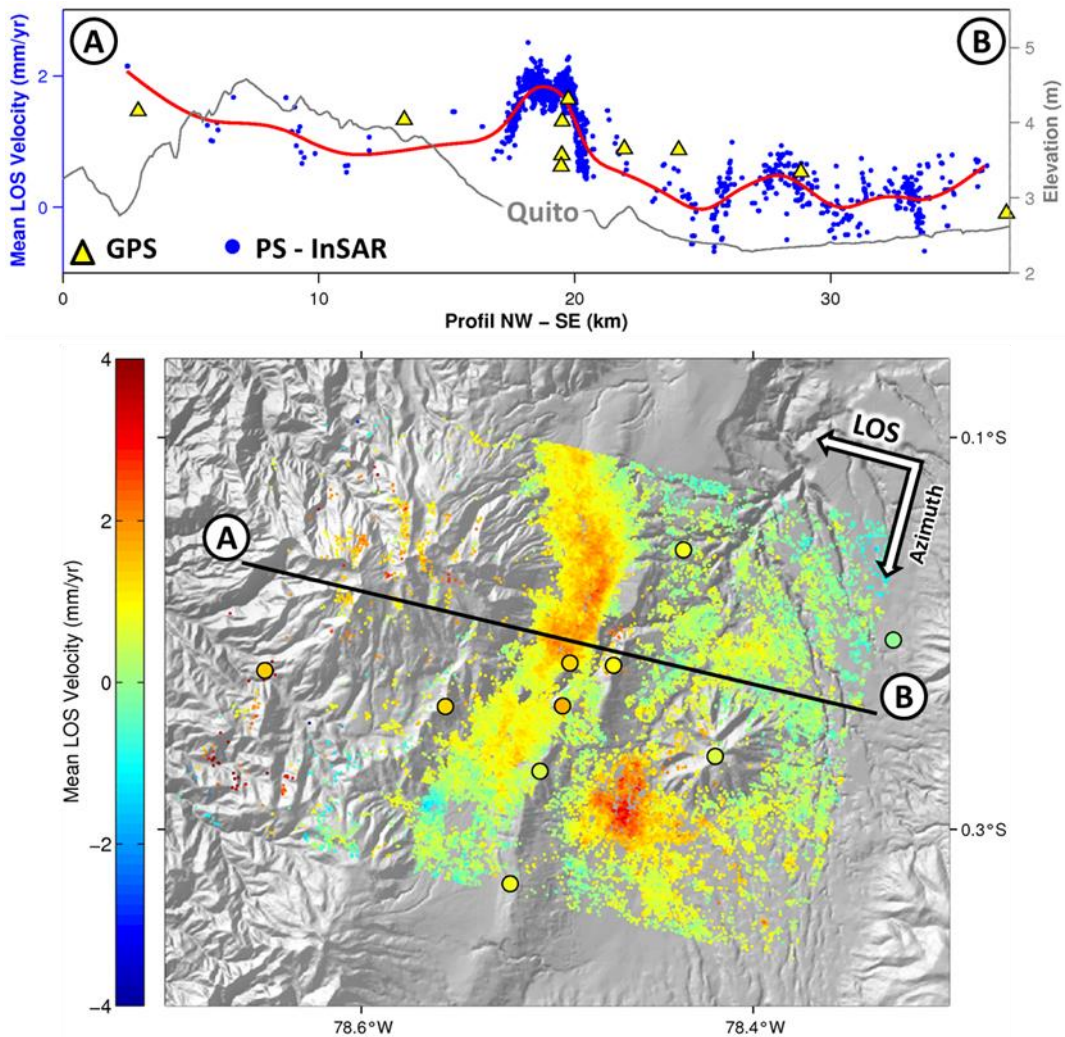


Figure 11 : Comparaison des vitesses de déplacement obtenus par PS-InSAR (déplacement moyen selon la ligne de visée radar LOS) et par GPS. En bas, localisation du profil A-B et des stations GPS analysées sur la carte des vitesses de déplacement (LOS) des pixels InSAR. En haut, la courbe rouge présente la moyenne des vitesses moyennes LOS entre 1993 et 2000 (points bleus) et les triangles jaunes représentent les vitesses déduites de l'analyse des séries temporelles GPS.

Quoique fournissent les prochains travaux, l'étude InSAR est cohérente avec les données géodésiques et géologiques disponibles (Alvarado, 2012), qui montrent que la ville de Quito est exposée à un aléa sismique très fort à la verticale d'une faille active rapide (plusieurs mm/a) dont la proportion d'activité asismique reste à clarifier.

3.1.2 LA FAILLE DE PALLATANGA, EQUATEUR

Le grand système de failles délimitant le bloc nord andin (à l'ouest) et la plaque sud-américaine (à l'est) présente un mécanisme de déplacement principalement décrochant dextre. Il est composé des quatre segments principaux de Chingual, de Cosanga, de Pallatanga et de Puna, du nord au sud (Figure 7).

Le segment de Pallatanga, proche de la grande ville de Riobamba, est à l'origine du plus grand séisme crustal jamais renseigné dans toute l'Amérique du Sud en 1797, avec une magnitude estimée à $M_w=7,5$. Une étude récente de paléosismicité a montré que ce segment a causé d'autres grands séismes dans un passé plus lointain (Baize et al., 2015).

A partir des images provenant du satellite européen Envisat entre juillet 2003 et juin 2009 et du traitement sur réflecteurs persistants « StaMPS », une carte des déplacements moyens selon la ligne de visée a été générée avec

plus de 362 000 points de mesures pour une densité supérieure à 25 pixels/km² (Figure 12). La carte des vitesses moyennes comprend ainsi une forte densité de points de mesures.

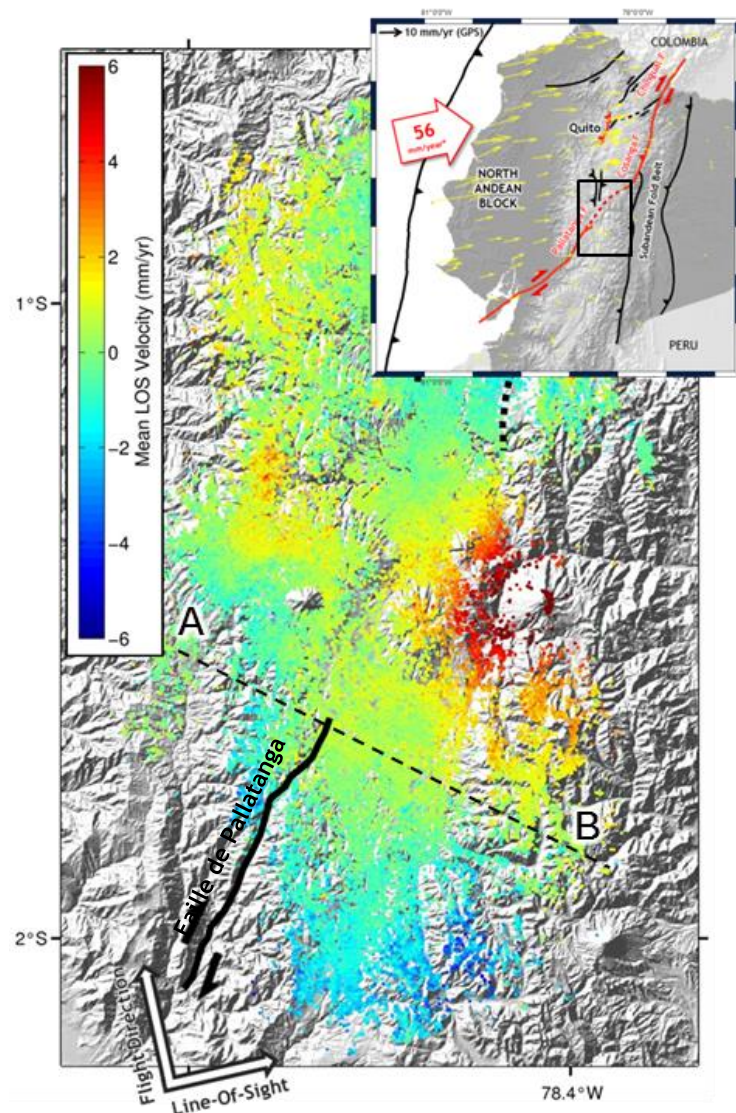


Figure 12 : Carte des déplacements de surface moyens entre 2003 et 2009 autour de la région de Riobamba (sud de la Vallée Interandine). Le trait noir représente la trace en surface du segment de faille de Pallatanga. L'axe A-B illustre le profil utilisé pour réaliser la Figure 13. La carte en haut à droite permet de localiser la région d'étude (cadre noir).

La carte en Figure 12 met clairement en évidence une zone de déformation crustale intense -marquée par des vitesses LOS de plusieurs mm/a- centrée autour du volcan Tungurahua, masquant toute autre déformation potentielle de plus faible amplitude. Cette déformation intense a été analysée séparément, faisant l'objet d'une étude (section 3.3) et d'une publication reportée en Annexe.

Néanmoins, il est possible d'observer des déplacements significatifs de grande longueur d'onde plus au sud autour du segment de faille de Pallatanga, au niveau de la coupe A-B de la Figure 12 située à quelques km au nord des tranchées qui ont montré l'activité récente de ce segment (Baize et al., 2015). Sur la Figure 13, à gauche, les valeurs de vitesse moyenne selon la ligne de visée (*mean LOS velocity*) sont reportées pour les points de mesure inclus dans une zone tampon de 2 km autour de la coupe A-B (petites croix bleues). Une analyse visuelle simple conduit à envisager un écart des taux de déplacement assez significatif de part et d'autre de la faille, de l'ordre

de 2 mm/a. Par ailleurs, la « longueur d'onde » du signal géodésique imageant ce déplacement différentiel, dépassant la dizaine de km, suggère que le glissement associé est bloqué sur une faille de profondeur importante. A partir d'un modèle simple (Savage & Burford, 1973), les valeurs de profondeur de blocage de 7 km et de vitesse de décrochement de 9 mm/an permettent de produire un profil de champ de vitesses en arc-tangente autour de la faille (tirets bleus, à droite sur la Figure 13) qui peut aisément être converti en profil de vitesse LOS (selon la ligne de visée des données radar utilisées). Ce profil (ligne pleine rouge) reproduit relativement bien les observations et est considéré comme le meilleur modèle de glissement pour la faille dextre de Pallatanga. On note cependant une légère incohérence en champ lointain de la faille, surtout vers l'ouest (A) où les données présentent une vitesse moyenne proche de 0 au lieu de -1 mm/a comme le prédit le modèle. Ceci pourrait être le fait d'artéfacts mal corrigés, ou le fait de l'existence d'une composante oblique du mouvement non prise en compte dans le modèle, ou encore de l'occurrence d'une autre faille.

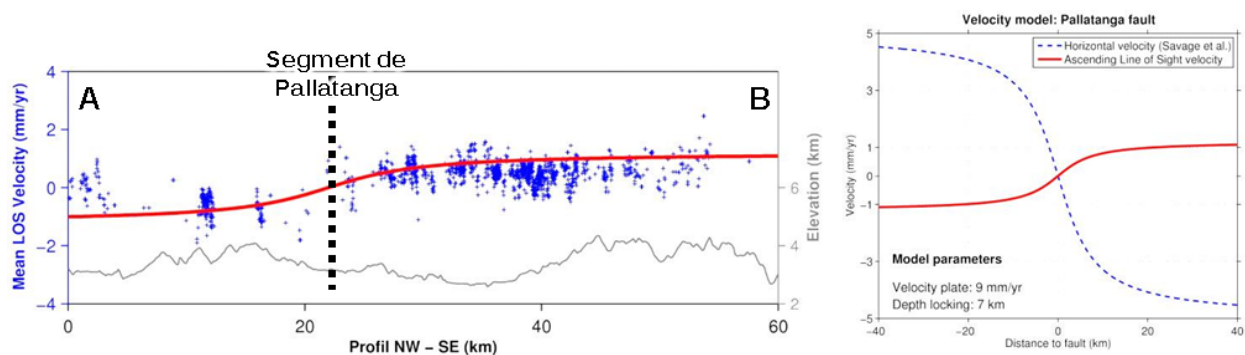


Figure 13 : A gauche : Profil des vitesses moyennes selon la ligne de visée du radar (points bleus) et meilleur modèle de glissement (ligne rouge). A droite : Comparaison entre le déplacement horizontal modélisé (ligne en pointillés bleus) et la conversion de ce dernier selon la ligne de visée radar (ligne rouge) pour une vitesse de décrochement de 9 mm/an et une profondeur de blocage de 7 km.

Comme le déplacement relatif entre la plaque Sud-Américaine et le Bloc Nord Andin est estimé autour de 8 mm/an selon les données GPS (Alvarado et al., 2014), le modèle développé tendrait à montrer que la presque totalité du déplacement relatif est accommodée par la faille de Pallatanga dans cette région. Cette conclusion n'est pas cohérente avec les données géologiques de Baize et al. (2014) qui attribuent un taux de glissement de seulement 2,5 mm/a au segment tranché à Rumipamba. Toutefois, cette incohérence ne pourrait être qu'apparente, car d'autres segments actifs, parallèles et proches géographiquement du segment de Rumipamba pourraient encore manquer à la carte des failles actives du secteur.

L'étude préliminaire ici présentée a permis de détecter le signal de déformation issu du chargement intersismique du segment de faille de Pallatanga et de réaliser un premier modèle de glissement. Une étude similaire pourra être entreprise avec les données ALOS PALSAR 1&2 ainsi que les données gratuites Sentinel-1A. Un projet a par ailleurs été soumis et accepté auprès de l'agence spatiale japonaise pour disposer des données ALOS qui sont donc théoriquement accessibles à l'IRSN.

3.2 DEFORMATIONS COSISMIQUES

3.2.1 VERS UN INVENTAIRE DES DONNEES INSAR CONCERNANT LES RUPTURES DE SURFACE

Depuis le séisme de Landers (1992) (Massonnet et al., 1993), l'interférométrie-radar est une technique très utilisée pour étudier le champ de déplacement de surface produit pendant les séismes. Les premiers cas, les plus emblématiques, ont concerné des gros séismes (magnitude au-delà de 6,5) sur de grandes failles de plusieurs dizaines de km et engendrant de grands déplacements (plusieurs mètres). Un intérêt accru pour les séismes modérés (magnitude < 7), qui peuvent également être destructeurs (e.g. L'Aquila, 2009 ; Napa, 2014), a conduit la communauté à analyser les données radar pour quantifier les déformations de surface associées à ce type de séismes. Récemment, une initiative de compilation des données InSAR à l'échelle mondiale rassemble les modèles de sources des séismes (*InSAR Centroid Moment Tensor*) pour des séismes de magnitude entre 5 et 8,5 (Weston et al., 2011), complétant le catalogue *Global Centroid Moment Tensor* (CGMT) obtenu à partir des données sismologiques. De nombreux autres cas de séismes modérés ou faibles ($4,5 < \text{magnitude} < 6,5$) ont conduit à des déformations (cassantes ou non) de surface quantifiables par interférométrie-radar en Iran (Barnhart et al., 2013) ou en Australie (Dawson et al., 2008).

La capacité de détection des déformations de surface pour une large gamme de magnitude d'événements conduit l'IRSN à explorer cette technique pour augmenter significativement le nombre de cas dans la base de données mondiale des ruptures de surface, en vue des applications probabilistes de l'aléa « déplacement » (PFDHA).

Un des chantiers en cours de développement à l'AIEA et à l'INQUA est le développement d'une base de données actualisée des ruptures de surface pour la mise en œuvre du calcul probabiliste de l'aléa « déplacement de surface » (*surface faulting hazard*). Cette approche, dite PFDHA, vise à répondre à trois questions majeures à partir d'une approche statistique, par exemple dans le cadre de l'évaluation de la faisabilité d'un site :

- (1) Où les futurs déplacements de surface peuvent se produire (sur la faille principale connue et sur les failles secondaires potentiellement activées aux environs) ?
- (2) A quelle fréquence ces déplacements de surface peuvent-ils se produire ?
- (3) Quelle sera l'amplitude de ces futurs déplacements ?

Pour obtenir de robustes relations d'atténuation du déplacement de surface avec la distance (le long et au-delà de la faille principale générant le séisme), il est nécessaire de les déterminer à partir de catalogues suffisamment riches en termes de mécanismes de faille, de gamme de magnitude, de contextes sismotectoniques, d'arrangements géométriques des structures ou de diversité de distribution de déplacement autour des failles principales. Or, à ce jour, les bases de données sont très pauvres tant en nombre de séismes qu'en gamme de magnitude représentée (e.g. Youngs et al., 2003 ; Petersen et al., 2011 ; Moss, 2011 ; Takao et al., 2013). Une des pistes de développement et d'enrichissement des bases de données est d'utiliser les capacités de l'interférométrie radar différentielle dite « classique » à cartographier les ruptures de surfaces primaires et secondaires qui se produisent lors des séismes. Cette approche n'exclut pas, bien au contraire, le contrôle et la mesure sur le terrain. L'InSAR, comme dans le cas du séisme de Napa (2014, Mw=6) a été avantageusement utilisé en préalable aux mesures de terrain, pour localiser les ruptures sur les segments secondaires.

Pour la base de données mondiales, la première étape à l'IRSN a consisté à répertorier les séismes répondant aux critères suivants :

- Séismes « terrestres » ayant eu lieu après 1992 (année du lancement d'ERS1, premier satellite fournissant des images RSO exploitables par interférométrie radar différentielle) ;
- Évènement de faible profondeur (inférieure à 20 km) et de magnitude supérieure à 6.

La recherche automatique ayant été faite à partir du catalogue GEM (<http://www.isc.ac.uk/iscgem/>), la liste de 147 séismes n'inclut que les événements produits entre 1995 et 2009 ; ceux-ci sont représentés sur la carte en Figure 14. Le catalogue ainsi généré inclut donc les cibles potentielles pour une future étude interférométrique des déplacements de surface.

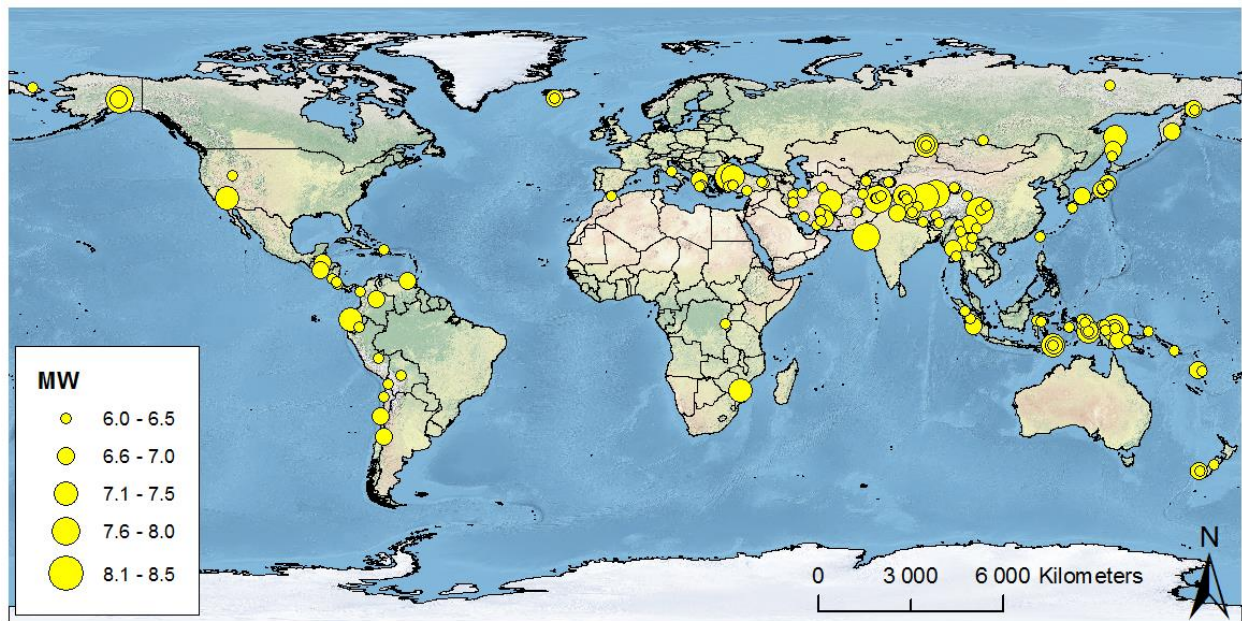


Figure 14 : Carte des séismes entre 1992 et 2009 ayant un profondeur inférieure à 20 km et une magnitude supérieure à 6 produite à partir du catalogue GEM.

Ensuite, nous avons effectué une recherche bibliographique sur les événements concernés. Nous avons élargi la recherche :

- A la période plus récente (>2009) non couverte par GEM, en incluant par exemple les séismes d'El Mayor-Cucapah (2010), de Darfield (2011), de Napa (2014), etc ;
- Aux séismes de magnitude inférieure qui ont généré des déformations de surface, comme par exemple ceux survenus en Australie (Dawson et al., 2008), en Iran (Barnhart et al., 2013), en Equateur (séisme de Pisayambo de 2010, cette étude), etc.

Au total, le nombre de séismes référencés, pour lesquels des données InSAR peuvent être exploités, est de 164.

Ce catalogue sera mis à disposition des groupes INQUA et AIEA pour alimenter les discussions et la constitution de la base de données mondiales qui sera compilée pour alimenter le calcul PFDHA.

Compte-tenu des contraintes en termes de temps et des facilités d'accès à certaines données RSO, il a été décidé de se focaliser sur les séismes de magnitudes modérées d'Anney-Epagny (15/7/1996, Mw=4,8), de l'Aquila (6 avril 2009, Mw=6,3) et de Pisayambo, Equateur (25/3/2010, Mw=5).

Le choix du séisme d'Anney a été grandement motivé par sa localisation (France Métropolitaine) et par les études menées au sein du BERSIN (Baize et al., 2011 ; Thèse de Camille De La Taille IRSN-Association des Pays de Savoie

et travail d'Hervé Jomard, RT-2015-0016). L'accord-cadre de collaboration avec l'INGV (Italie) a facilité les échanges et les discussions pour obtenir les données de terrain à jour et valider les résultats du séisme de l'Aquila. De même, la participation de l'IRSN au sein du LMI SVAN France-Equateur a permis d'une part de financer une partie des deux missions de terrain organisées afin de valider l'étude du séisme de Pisayambo et d'autre part de faciliter l'accès aux différentes données de mesures.

3.2.2 ETUDE DU SEISME D'ANNECY-EPAGNY DU 15 JUILLET 1996 ASSOCIE A LA FAILLE DU VUACHE

Un des premiers travaux engagés pendant le travail post-doctoral a porté sur l'étude par interférométrie radar du séisme modéré d'Annecy-Epagny survenu le 15 juillet 1996 (Figure 15). La magnitude de ce séisme est modérée, avec M_l et M_w variables toutes les deux entre 4,2 et 5,3 selon les sources, mais avec des valeurs moyennes de $M_l=4,9$ et $M_w=4,8$ (Dufumier, 2002), tandis que la profondeur est très faible, inférieure à 3 kilomètres (Thouvenot et al., 1998). Thouvenot et al. (1998) ont décrit de possibles ruptures de surface, avec des déplacements millimétriques à centimétriques, justifiant une analyse interférométrique.

Pour réaliser cette étude interférométrique, un projet a été déposé auprès de l'Agence Spatiale Européenne (ESA) afin d'obtenir un accès gratuit aux données des satellites ERS1&2 et Envisat (Cat-1n°13395).

La difficulté principale à résoudre est très probablement le faible niveau de déformation de surface attendu au vu de la faible magnitude du séisme. Pour réaliser l'étude, 46 images ERS1&2 SAR acquises entre 1993 et 2000 et 41 images Envisat ASAR acquises entre 2002 et 2010 ont été analysées (Figure 16). Les deux jeux de données ont été traités avec la chaîne de traitement StaMPS (Hooper et al., 2007) de manière indépendante car les paramètres d'acquisitions diffèrent entre les deux satellites.

La Figure 16 représente deux cartes des vitesses moyennes successives, entre 1993 et 2001 et entre 2002 et 2011. Ces deux cartes présentent une grande densité de points de mesures obtenues, soit avec ERS (~28 000 PS) pour la période 1993-2001, soit avec Envisat pour la période 2002-2011 (~37 000 PS). Le premier constat est que le bloc au nord-est de la faille s'éloigne de la trajectoire du satellite (pixels bleus), ce qui est cohérent avec la cinématique senestre connue pour la faille du Vuache, que ce soit en long-terme (Baize et al., 2011) ou en cosismique (Thouvenot et al., 1998) (Figure 16).

L'augmentation du nombre de points de mesure entre les deux jeux de données met en évidence l'accroissement des zones urbaines autour de la ville d'Annecy, et en particulier l'implantation de la zone commerciale du Grand-Epagny dans la zone épiscopale. Sur ces deux cartes, la forte densité de points bleus souligne deux zones de subsidence, dont une très marquée dans la zone épiscopale, au pied de la montagne du Mandallaz.

Pour mettre en évidence d'éventuels déplacements cosismiques ou post-sismiques associés au séisme du 15 juillet 1996, la série temporelle des déplacements est analysée avec, pour rappel, une mesure obtenue pour chaque image radar. Par convention, la date la plus ancienne du jeu de données (17 mai 1993) est fixée comme référence (déformation = zéro).

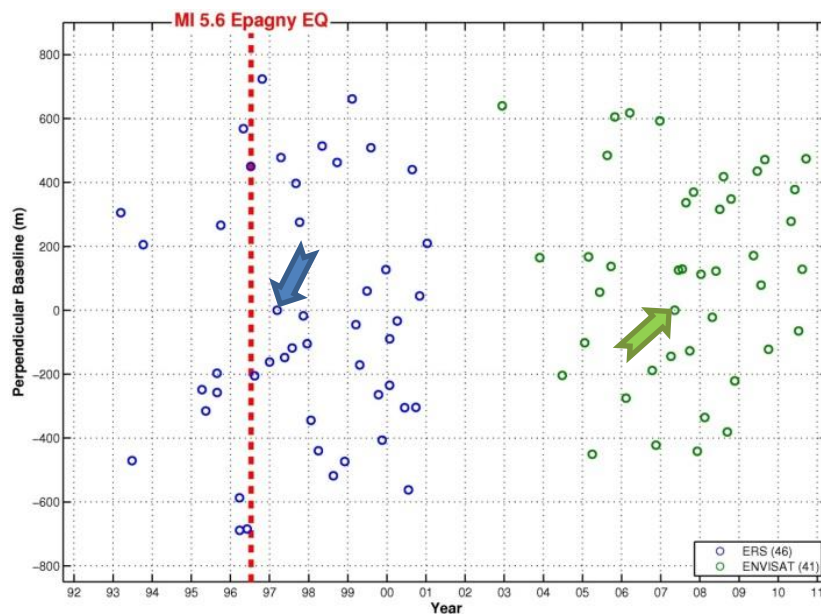
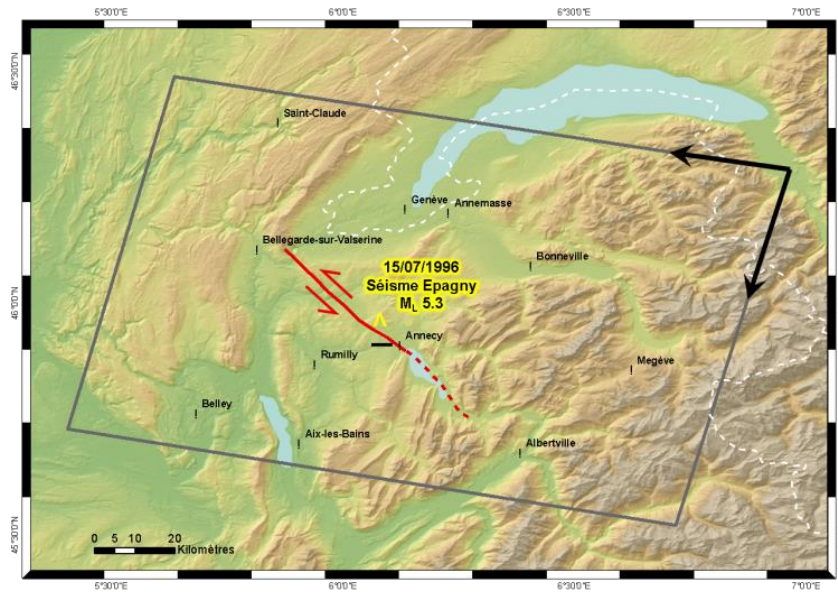


Figure 15 : En haut, carte de la zone d'étude autour du séisme d'Epagny, avec en trait rouge la position de la faille du Vuache à l'origine du séisme du 15 juillet 1996 (triangle jaune : localisation épicentrale). Le cadre gris représente l'empreinte au sol des images radars utilisées. En bas : Distribution spatio-temporelle des images radar utilisées, ERS (en bleu) et Envisat (en vert) ; l'axe Y représente la dispersion des orbites successives par rapport à une image de référence (flèches bleue et verte).

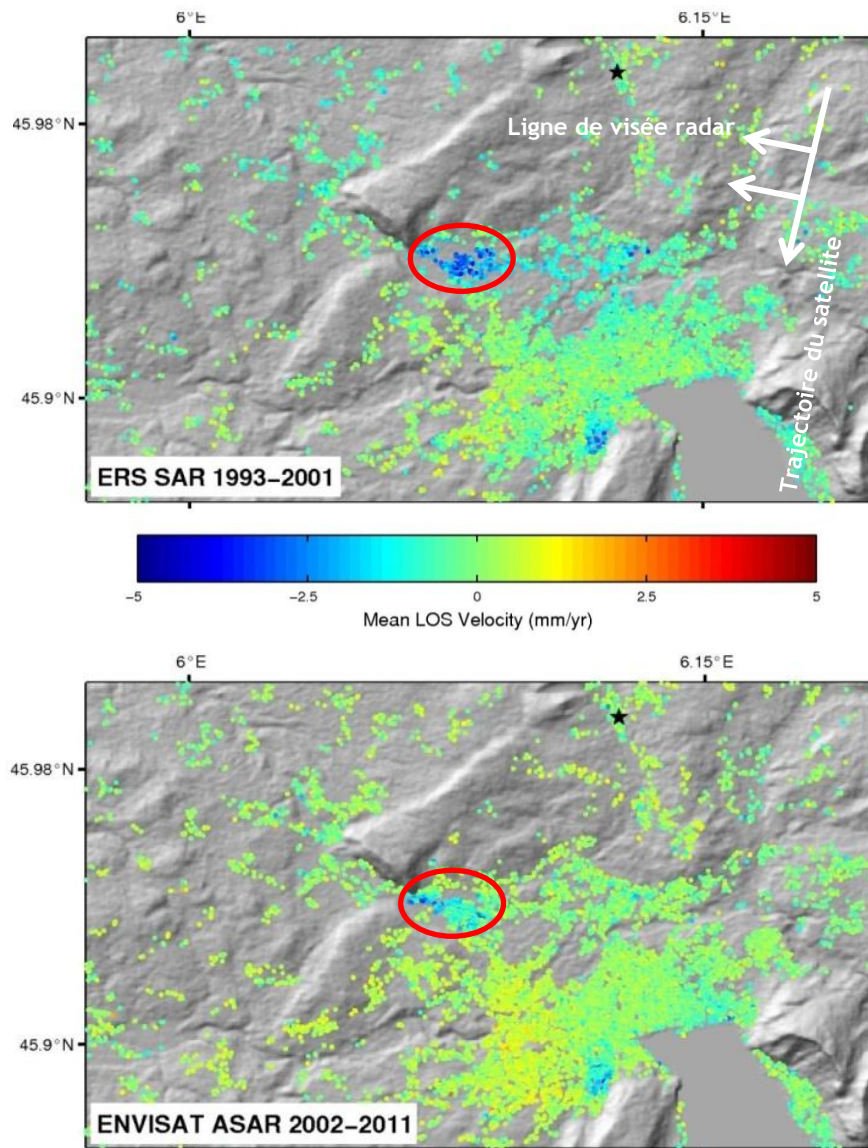


Figure 16 : Cartes des vitesses moyennes selon la ligne de visée des satellites (mean LOS velocity), issues du traitement des données ERS SAR (en haut) et Envisat ASAR (en bas). Ellipse rouge : zone épiscopentrale. Les vitesses négatives (pixels bleues) s'éloignent de la trajectoire du satellite.

La Figure 17 représente les cartes des points de mesure PS pour chaque image, les vitesses LOS étant calculées par rapport à l'image de référence du 17 mars 1993. Chaque carte représente donc la déformation cumulée depuis cette date. Il est visuellement difficile de détecter un éventuel déplacement cosismique entre les deux cartes encadrant le séisme (dont la date est virtuellement représentée par la double flèche rouge). Le champ de déformations obtenu apparaît de fait très linéaire dans le temps, sans variations brusques dans les vitesses.

Afin de vérifier cette impression, les séries temporelles de certains points spécifiques A-B-C-D ont été analysées, choisis de part et d'autre de la faille du Vuache (Figure 18), pour une période de 7 ans entre 1993 et 2000. Sur la carte des déplacements moyens selon la ligne de visée du satellite ERS, incluant le séisme d'Epagny entre 1993 et 2000 et où apparaissent les points A, B, C et D analysés, on retrouve le maximum de déplacement dans la zone épiscopentrale du séisme de 1996.

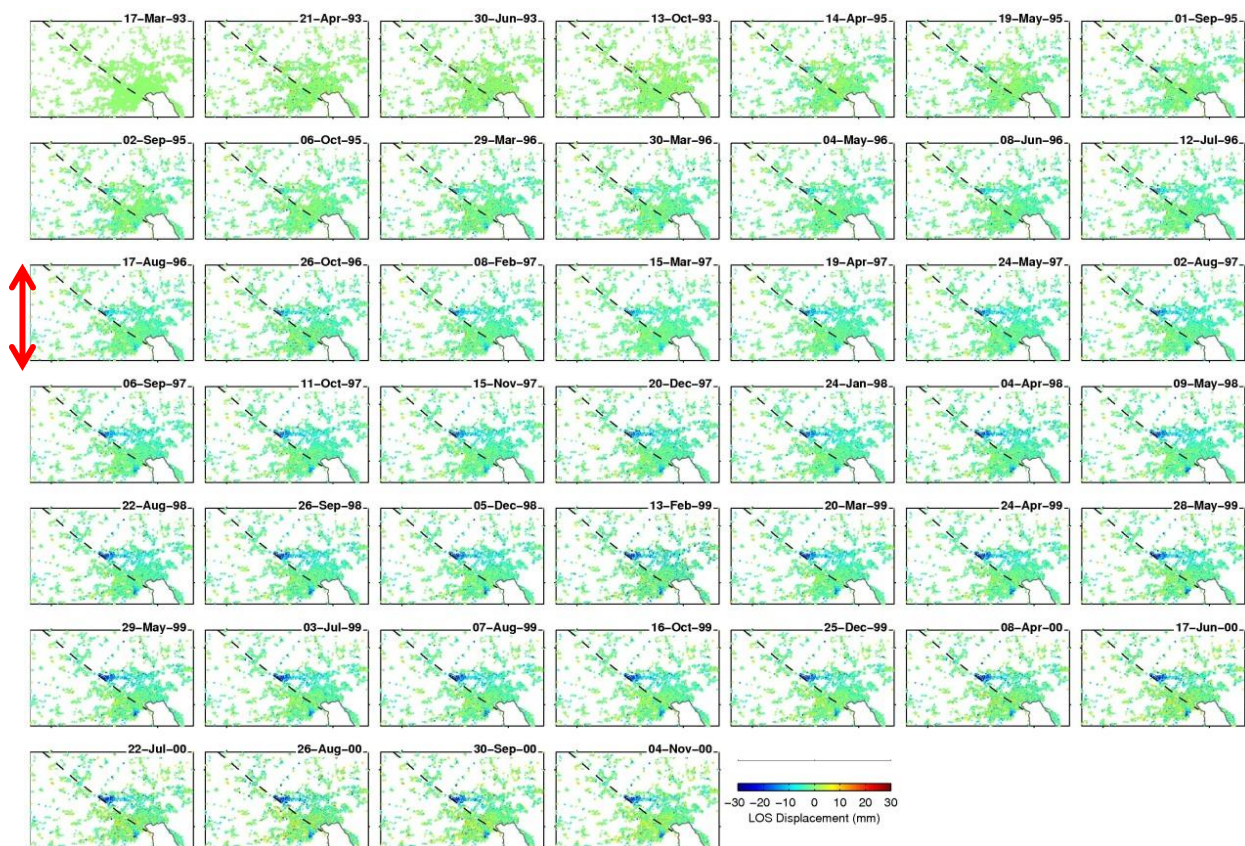


Figure 17 : Série temporelle des déplacements en ligne de visée du satellite pour le jeu de données ERS. La double flèche rouge représente la localisation temporelle du séisme d'Epagny du 15 juillet 1996.

Pour bien illustrer les éventuels déplacements cosismiques associés au fonctionnement de la faille pendant le séisme, on a choisi d'analyser les deux couples A et B (distants de ~2,5 km) d'une part, et C et D (distants de 2,5 km) d'autre part. A et C représentent ainsi le bloc nord de la faille, et B et D le bloc sud. Les séries temporelles des quatre points sont figurées par les croix de couleur (A en bleu, B en rouge, C en vert, D en rose). Les points et courbes noirs de la Figure 18 (bas) représentent le différentiel de déplacement autour de la faille, censé fournir une estimation de l'activité tectonique et/ou cosismique.

Cette analyse conduit à constater qu'il n'existe aucun déplacement brutal pendant la période du séisme d'Epagny et donc que le déplacement relatif des deux lèvres de la faille constaté pour la période d'étude n'est pas associé directement au déplacement cosismique sur la faille du Vuache pendant le séisme du 15 juillet 1996.

La vitesse moyenne du déplacement relatif (en LOS) autour de la faille est supérieure à 2,25 mm/a (18 mm en 8 ans) au niveau du couple A-B, et de 0,25 mm/a (2 mm en 8 ans) au niveau de C-D. Ces deux valeurs, exprimées en LOS, peuvent être converties en taux réels à partir d'hypothèses réalistes sur le mécanisme de déformation et à partir des paramètres de la ligne de visée du radar :

- Incidence du LOS : 23° ; azimuth de la direction de déplacement satellitaire : N12,5° E ;
- Déformations observées via InSAR associées à un mouvement senestre pur sur la faille du Vuache N130° .

A partir de ces hypothèses, on obtient 0,09 mm/a pour le profil C-D, ce qui est cohérent avec la valeur long-terme obtenue grâce aux données géologiques (0,15-0,4 mm/a : Baize et al., 2011). Nous suggérons ainsi que le signal interférométrique ici présenté soit essentiellement d'origine tectonique. Le taux « radar » pour le profil A-B (0,8 mm/a) est sensiblement supérieur, de l'ordre de grandeur de la valeur court-terme obtenue par GPS ($1 \pm 0,2$ mm/a : Walpersdorf et al., 2006). Ces dernières valeurs, relativement hautes pour des failles intraplaques en France métropolitaine, sont probablement -au moins en partie- augmentées par d'autres processus non tectoniques qui restent indéterminés. Il pourrait s'agir de subsidence associée à des pompages d'eau par exemple,

car nous sommes dans une zone urbanisée, naturellement une zone humide qui doit être asséchée pour être viable.

En conclusion, cette étude interférométrique ne permet pas de montrer l'existence d'éventuels déplacements de surface le long de la faille du Vuache engendrés par le séisme du 15 juillet 1996 à Epagny. Il est même probable que ce séisme de magnitude modérée, même de très faible profondeur, n'ait pas généré en surface de déplacements mesurables par interférométrie radar. Néanmoins, il est important de noter que cette étude a permis de mettre en évidence une zone de déplacement autour de la zone commerciale d'Epagny et que cette dernière apparait être délimitée à l'Ouest par la faille du Vuache. L'origine de ces déplacements pourrait être tectonique, associés au chargement intersismique, mais les fortes valeurs observées localement pourraient être influencées par des phénomènes non-tectoniques.

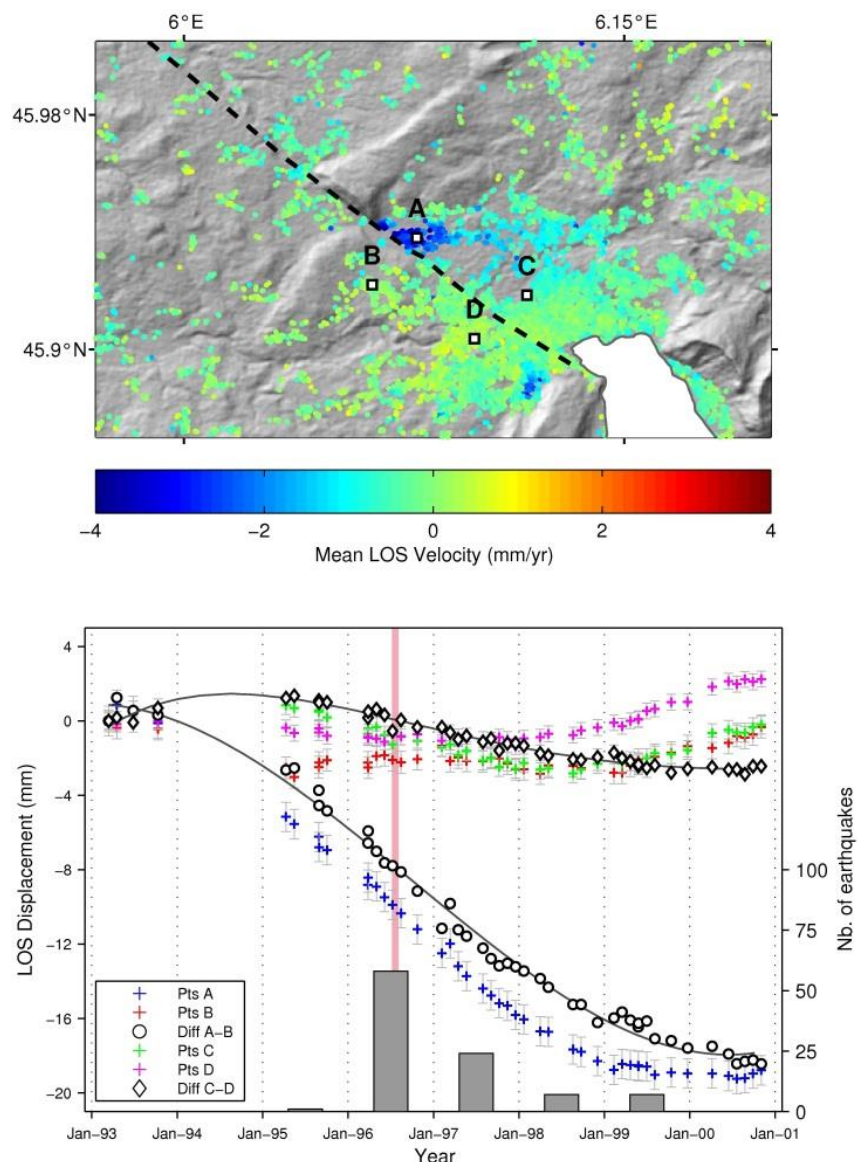


Figure 18 : En haut : cartes des déplacements moyens selon la ligne de visée (LOS) du satellite ERS entre 1993 et 2000. Le trait en pointillé noir est la trace supposée en surface de la faille du Vuache. Les quatre carrés noirs représentent la localisation des points A, B, C et D pour lesquels les séries temporelles sont analysées. En bas : Séries temporelles des déplacements cumulés pour les points A, B, C et D. L'histogramme représente le nombre annuel de séismes enregistrés autour de la faille du Vuache (d'après SISMALP). Le trait plein rouge représente l'occurrence du séisme d'Epagny du 15 juillet 1996. Les deux courbes noires illustrent la série temporelle des déplacements cumulés différentiels entre les points A et B d'une part, et C et D d'autre part.

3.2.3 ANALYSE DES DEFORMATIONS DE SURFACE ASSOCIEES AU SEISME DE PISAYAMBO DU 26/3/2010 ($M \approx 5.0$), EQUATEUR

L'analyse des interférogrammes radar (données japonaises ALOS) de la région entourant la faille de Pallatanga et le volcan Tungurahua a révélé une forte anomalie dans le secteur de la lagune de Pisayambo (localisation : voir Figure 7) qui traduit une rupture de surface associée à un événement tectonique.

Cette anomalie est localisée à 65 km au nord-nord-est de la ville de Riobamba et à 25 km à l'est de la ville d'Ambato, dans l'axe des failles de Cosanga à l'ENE et de Pallatanga au SW, dans une zone où les structures actives sont encore mal connues (tirets rouges, Figure 7). A ce jour, certaines structures tectoniques dextres y ont été cartographiées (Alvarado, 2012), principalement à partir de photo-interprétation et d'analyse géomorphologique (Figure 19).

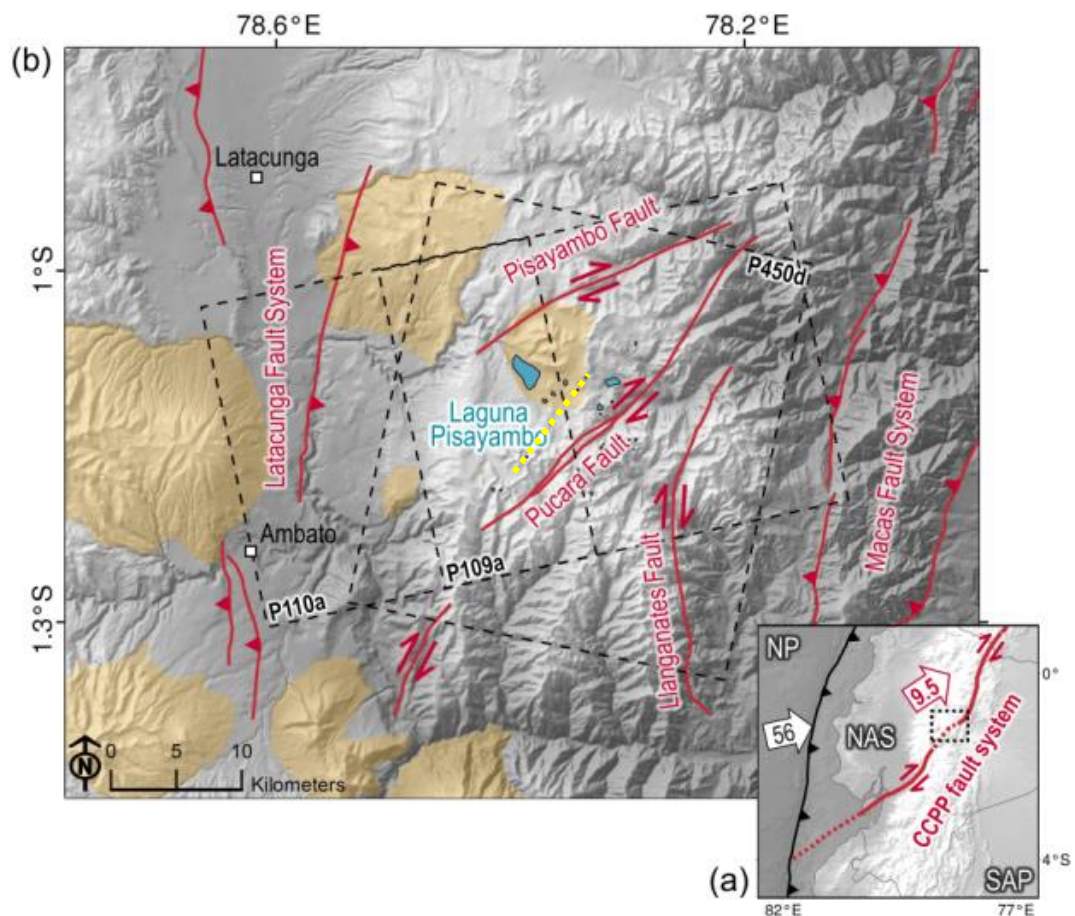


Figure 19 : (a) Contexte géodynamique équatorien et (b) carte tectono-volcanique simplifiée autour de la lagune de Pisayambo (traits rouges : failles de Alvarado 2012 ; drapage orange : édifices volcaniques). P110a, P109a et P450d représentent les traces au sol des données utilisées (ascendantes pour P110-P109 et descendantes P450). En pointillés jaunes, la trace de la faille mise en évidence dans cette étude.

A partir d'un jeu de trois interférogrammes différentiels calculés à partir de données indépendantes (Figure 20), une cartographie précise de la rupture de surface a été réalisée (avec une résolution de 30 m au sol). Les deux premiers interférogrammes proviennent de données RSO en orbites ascendantes alors que le troisième interférogramme provient de données en orbites descendantes, ce qui explique la différence dans les motifs de déplacement. La rupture de surface court sur plus de 9 kilomètres avec une orientation moyenne N035°E. Ni les

données interférométriques ni les observations de terrain n'ont permis de repérer des déformations cassantes secondaires, à distance de la faille principale.

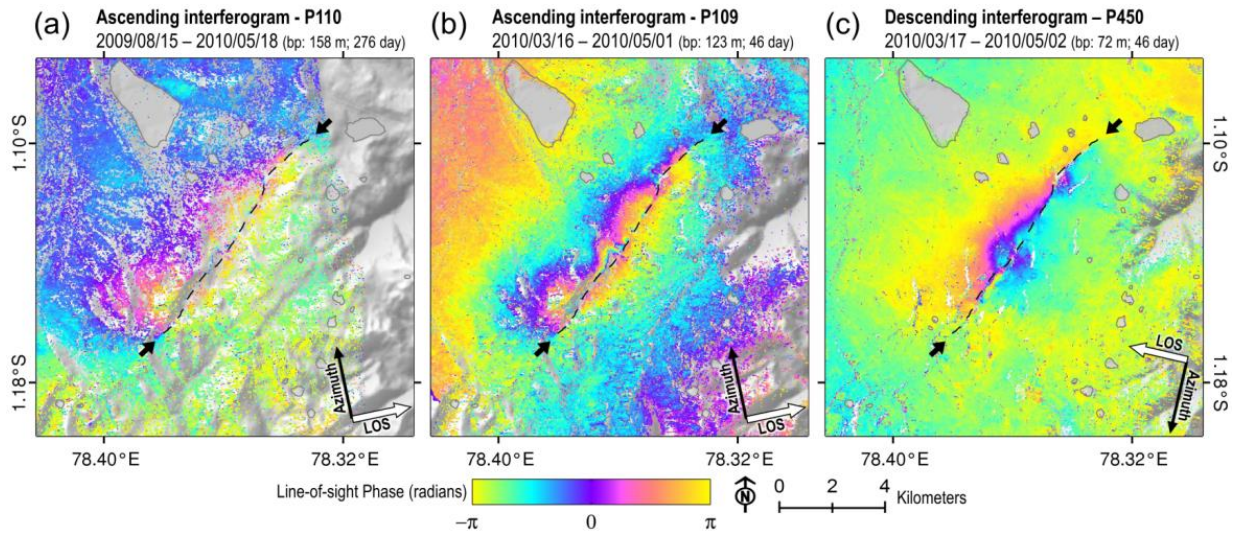


Figure 20 : Interférogrammes différentiels ALOS PALSAR. Les pointillés noirs représentent la rupture de surface déterminée à partir de l'interprétation de tous les interférogrammes calculés (dont les interférogrammes déroulés, non présentés ici).

3.2.3.1 Origine de la déformation

Jusqu'à présent, aucune structure tectonique n'avait été cartographiée au niveau de la rupture observée par interférométrie radar. La faille active la plus proche dans la carte proposée par Alvarado (2012) est celle de Pucara, dont la trace s'étend à 2,5-3 km au sud-est.

Le modèle numérique de terrain à 4 m de résolution fourni par l'IG-EPN met toutefois clairement en évidence la présence d'une trace topographique linéaire le long de l'empreinte de déformation révélée par l'InSAR, suggérant que celle-ci s'est produite le long d'une faille néotectonique à déplacement cumulé significatif (Figure 21).

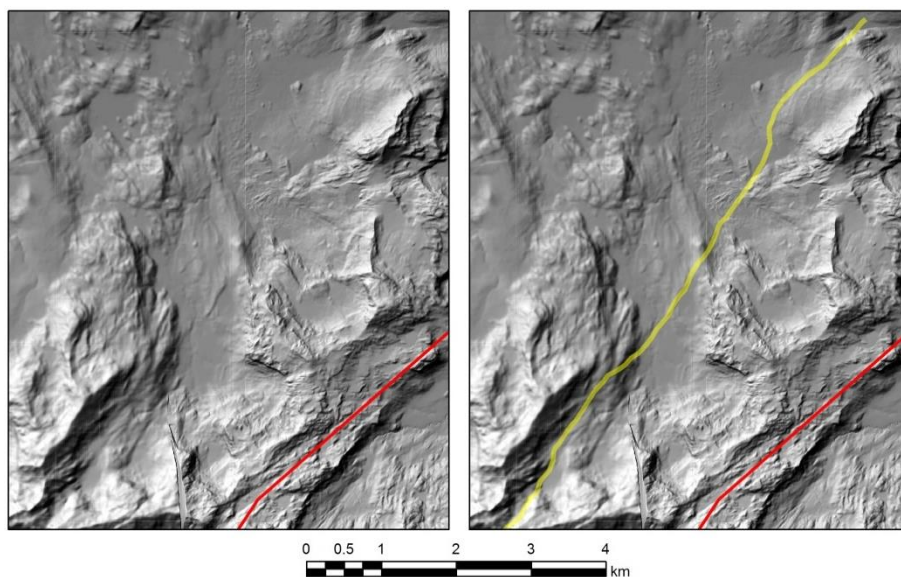


Figure 21 : Modèle Numérique de Terrain (résolution au sol : 4 m) de la zone d'étude, montrant la localisation de la faille connue, en ligne rouge (faille de Pucara), et la position de la faille ayant rompu la surface en 2010 (ligne continue jaune).

La mission de terrain menée sur place en octobre 2014 a confirmé son existence et a apporté des éléments de quantification de son activité. Pendant une semaine de terrain, l'équipe (Johann Champenois, Stéphane Baize, Hervé Jomard, Alexandra Alvarado, Pedro Espin) a travaillé dans de bonnes conditions (peu de précipitations, températures clémentes) mais l'altitude élevée (3800-4000 m), l'absence de sentiers le long de la faille et la nature du sol (sol spongieux, nombreux marécages) ont rendu la progression difficile pour la cartographie de la structure géologique. L'équipe a pu effectuer des observations le long d'une grande partie de la faille, à l'exception des extrémités nord et sud (Figure 22).

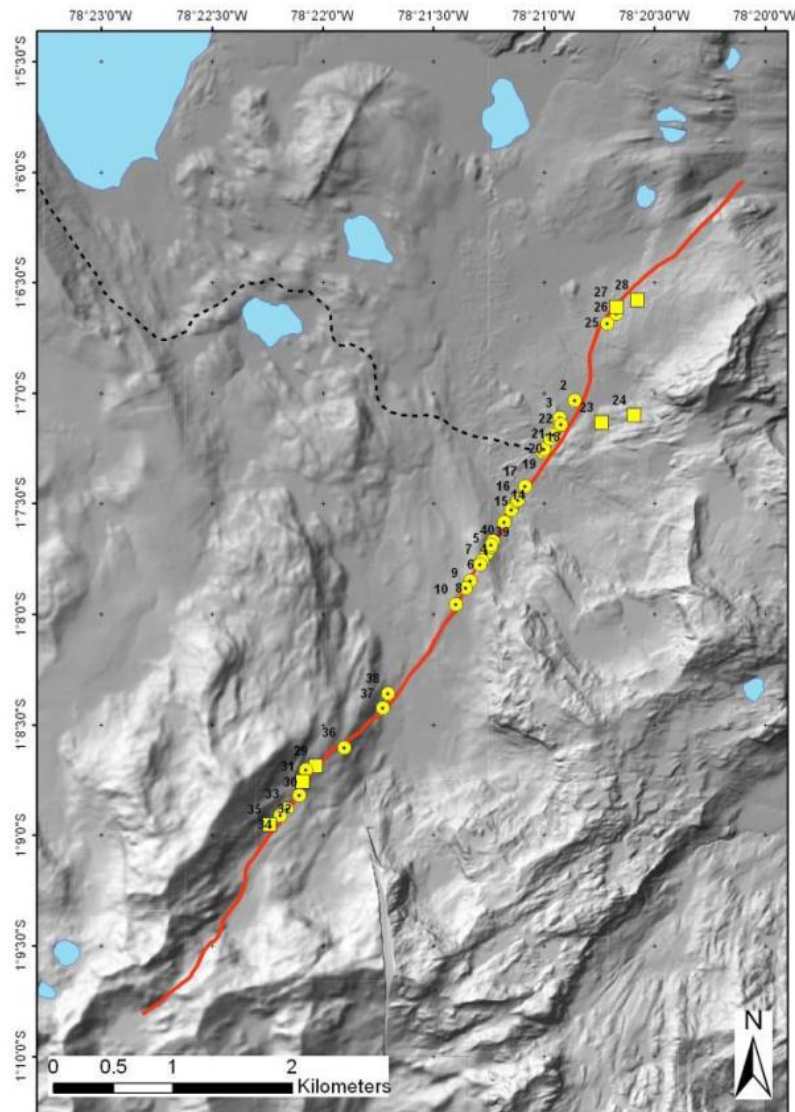


Figure 22: Localisation des points d'observation de la campagne de terrain (en rouge, la faille déduite de l'analyse InSAR)

Les escarpements cumulés affectent les moraines pléistocènes et les alluvions et sols holocènes (andisol). Les meilleurs points d'observation sont, du nord au sud:

- Les collines et marais de Taurisacha (section au nord de la piste : points 2, 3 et 18 à 28), où la moraine pléistocène et le réseau de drainage holocène sont tous deux déplacés en décrochement dextre d'une vingtaine de mètres cumulés sur deux segments parallèles (Figure 23). La moraine est déplacée verticalement d'un mètre au niveau d'un des deux segments ;

- Les collines de Tambo de los Espejos (section centrale : points 4 à 17 et 39, 40), où différents marqueurs morphologiques sont déplacés en décrochement dextre d'une quinzaine de mètres (Figure 24). Dans une tranchée naturelle rafraîchie à la main, la moraine pléistocène et les sols holocènes sont faillés et la séquence sédimentaire pourrait avoir enregistré deux épisodes de déformation (Figure 25), matérialisés par l'intercalation de deux niveaux remaniant des galets morainiques. Ces deux épisodes auraient eu lieu entre -2500 et -1000 ans BC et entre -800 et -400 BC, et ils auraient été suffisamment importants pour avoir mis la moraine à l'érosion ;
- Au sud (points 29 à 38), la trace de la faille est aussi marquée, mais la quantité de déplacement dextre n'a pu être estimée de façon robuste. La faille limite directement un marécage contre le versant et aucun marqueur morphologique linéaire (« *piercing line* ») ne peut être utilisé pour estimer le déplacement latéral. Dans cette zone, on trouve de nombreuses traces de mouvements gravitationnels (sackungen et glissements de terrain).

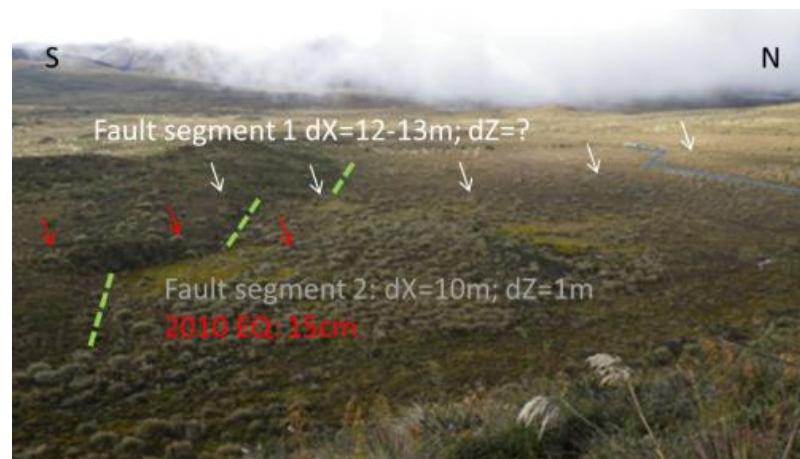


Figure 23 : Déplacement cumulé le long de la partie nord de la faille composée de deux segments (flèches rouges et flèches blanches), dans le marais de Taurisacha. Le contact entre la moraine pléistocène (traits verts) et le réseau de drainage holocène (trait bleu) sont tous deux déplacés en décrochement dextre d'une amplitude similaire.

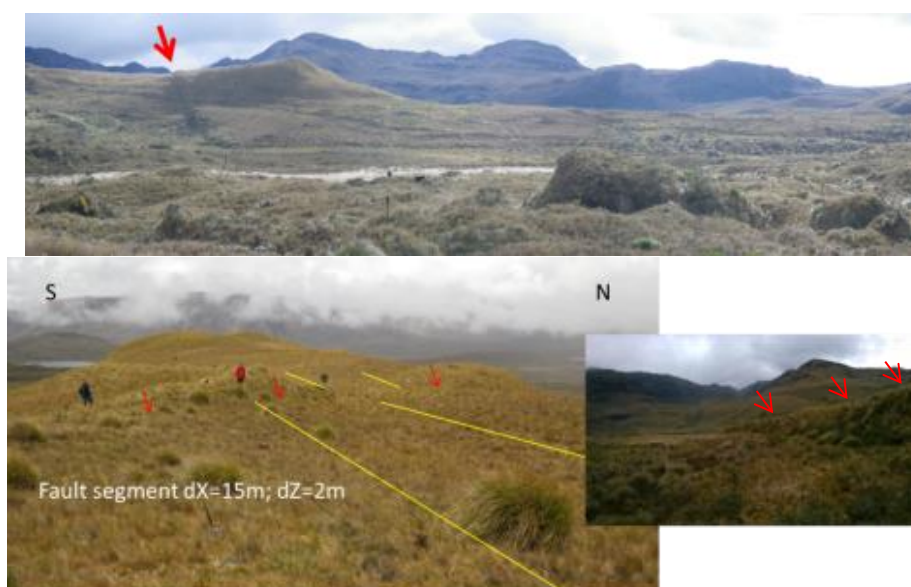


Figure 24 : En haut : Panorama vers le sud de l'escarpement cumulé affectant la colline de Tambo de los Espejos, où un rejet cumulé de 15 m a été mesuré. En bas, à gauche, au sommet de la colline Tambo de los Espejos, on observe le décalage dextre d'une morphologie ancienne ($dX=15\text{ m}$) et le soulèvement de $dZ=2\text{ m}$ de la partie occidentale ; à droite, encore plus au sud, derrière la colline de Tambo de los Espejos, on observe un remarquable escarpement de plusieurs mètres de haut (partie soulevée à l'ouest).

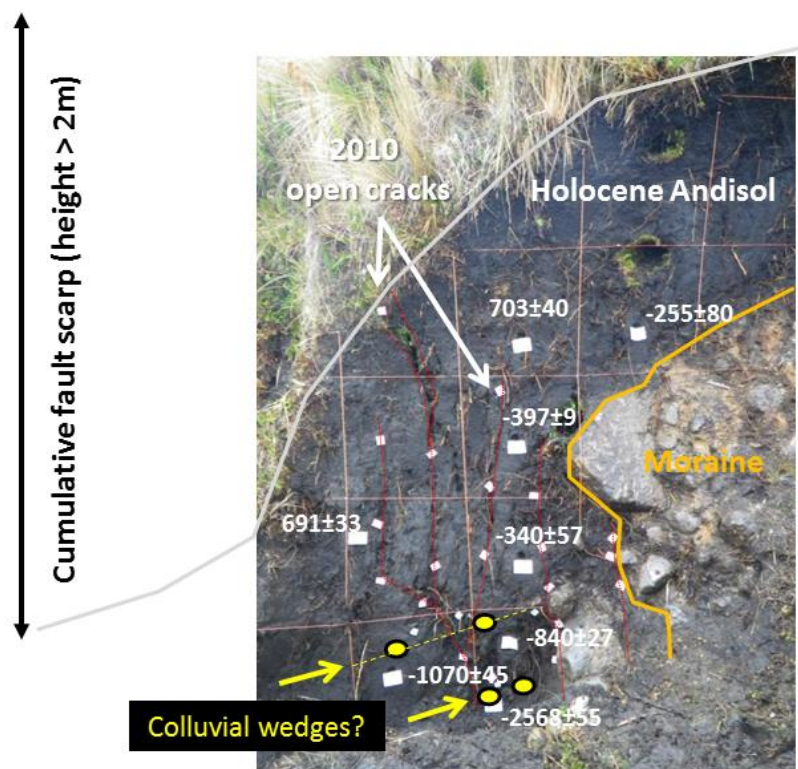


Figure 25 : Tranchée excavée manuellement (point 40) au travers de l'escarpement cumulé du flanc nord de la colline de Tambo de los Espejos. Les sols holocènes (noirs) sont en contact par faille avec la moraine pléistocène. Les plans de faille sont soulignés en tirets rouges ; certains plans ont été activés (ouverture) pendant le dernier séisme de 2010. Les âges 14C sont donnés en années calendaires, après calibration avec le logiciel en ligne CalPal (Cologne Radiocarbon Calibration & Paleoclimate Research). En jaune, sont soulignés des alignements de clastes qui pourraient correspondre à des « colluvial wedges » accumulés en pied d'escarpement généré à la suite de séismes morphogéniques.

3.2.3.2 Caractérisation du déplacement sur le plan de faille grâce aux données InSAR

3.2.3.2.1 Méthodologie

Afin de caractériser la structure tectonique responsable de cette déformation de surface, une inversion des résultats interférométriques a été entreprise en se basant sur la méthodologie développée par Barnhart et al. (2010) dont le logiciel (*FaultResampler*, un module développé sous le langage Matlab) permet d'inverser simplement des résultats interférométriques (et/ou des mesures GPS). Il est basé sur le modèle d'Okada (1985) qui propose une solution analytique pour le calcul des déformations élastiques à la surface d'un demi-espace associées à une source tectonique rectangulaire en cisaillement ou en tension.

Afin de réduire le temps de calcul nécessaire lors de l'étape d'inversion des données, les interférogrammes ont été sous-échantillonnés selon trois grilles de plus en plus fines en se rapprochant de la rupture de surface. Ceci permet d'un côté de garder un minimum de points de mesures en champ lointain afin de bien contraindre la profondeur de glissement, et d'un autre côté d'avoir une forte densité de points de mesures là où le gradient de déformation est le plus important, afin d'obtenir une modélisation précise des déplacements en surface au niveau de la zone de rupture. L'inversion se fait de manière itérative, avec dans un premier temps un découpage grossier du plan de faille en une dizaine de patchs de glissement (selon un algorithme de triangulation de Delaunay), puis à chaque nouvelle itération, les patchs les mieux résolus sont redécoupés jusqu'à la stabilité de l'inversion. Cette méthodologie permet de résoudre finement les zones où il y a le plus de données, afin de bien respecter la densité de points de mesures importée en entrée du processus d'inversion.

3.2.3.2 Détermination des paramètres de la faille associée à la rupture de surface

Grâce à la cartographie précise issue des interférogrammes, deux directions opposées sont possibles : N035° E pour une faille à pendage Est ou N215° E pour un pendage Ouest. Pour résoudre cette première inconnue, on réalise une inversion préliminaire avec un unique patch rectangulaire modélisant la faille, ce qui a permis de déterminer que le pendage est orienté vers l'Ouest (**strike : N215° E**).

L'inversion finale permet de déterminer la valeur du pendage de la faille vers l'Ouest (« *dip* »), l'angle du vecteur déplacement par rapport à l'horizontale, le long du plan de faille (« *rake* ») et le taux de glissement. Au préalable, il est nécessaire de définir les dimensions du plan de faille sur lequel va être réalisé le calcul de distribution de glissement : la longueur du plan de faille a été fixée à 12 kilomètres (plus longue que la rupture cartographiée à partir des interférogrammes pour éviter les « effets de bord ») et sa largeur également à 12 kilomètres.

L'inversion permet d'obtenir un modèle de distribution de glissement avec pour chacun des patches une valeur de glissement (en centimètres) et une valeur angulaire permettant de définir l'orientation du glissement sur le plan de faille. Ce modèle apparaît acceptable avec un déplacement homogène et cohérent le long du plan, avec des valeurs de déplacement raisonnables. Le meilleur modèle de plan de faille correspond ainsi à un plan décrochant dextre avec un **pendage vers l'Ouest d'environ 60°** (Figure 26). **Le glissement atteint 45 cm ; il est concentré entre 0 et 2 kilomètres de profondeur et sur une faille de 9 km de long.**

La Figure 27 représente successivement les données interférométriques ayant servies à l'inversion (ligne du haut), le meilleur modèle issu de l'inversion (ligne du milieu) et les résidus entre les données d'entrées et les meilleurs modèles (ligne du bas) : le résultat final présente des résidus très faibles, que ce soit en orbites ascendantes et descendantes. Les résidus les plus importants apparaissent dans la partie centre-sud de la rupture, là où des glissements de terrain superficiels et autres mouvements gravitationnels plus enracinés dans le volume rocheux (*sackungen*) ont été observés pendant notre mission de reconnaissance en octobre 2014 ($-X=6000$ m). Les déplacements de surface associés à ces phénomènes gravitationnels sont déconnectés en azimut et amplitude des déplacements profonds d'origine tectonique, même s'ils sont liés génétiquement au mouvement sismique : on peut ainsi expliquer facilement les résidus entre les observations radar et le déplacement modélisé par une rupture cosismique. La Figure 28 représente la comparaison entre les données InSAR et les résultats du modèle sur différentes sections perpendiculaires à la faille : les résidus entre les deux courbes sont faibles, montrant que le modèle d'inversion est acceptable.

Une estimation du glissement en surface le long de la rupture a été réalisée. Une estimation grossière peut être faite à partir des images radar déroulées, en appliquant des profils perpendiculaires à la trace de la faille (Figure 28). Toutefois, cet exercice ne conduit qu'à des valeurs dans la visée du satellite (LOS). Pour fournir des déplacements « réels », l'hypothèse d'un mouvement purement décrochant est posée en adéquation avec le modèle de glissement issu de l'inversion des données interférométriques. Ceci permet de résoudre le problème en 2D en exploitant les deux angles de visée fournis par l'interférométrie radar (orbites ascendantes et descendantes) et en projetant le déplacement selon le « *strike* » défini précédemment.

Au final, le glissement en surface varie fortement avec des valeurs comprises entre 0 et 45 cm (Figure 29). Les déplacements pendant l'épisode de 2010 sont particulièrement forts au sud où on distingue deux patches principaux (Figure 29) répartis autour de la zone affectée par les glissements de terrain (Figure 30 : $-X=6000-6500$ m), au niveau de deux zones relativement planes (Figure 30 : $-X=5500$ m et 7500 m). Certaines valeurs déduites des mesures InSAR et du modèle ont pu être vérifiées sur le terrain, mais pas les valeurs les plus fortes en raison des conditions d'accès difficiles dans certaines zones de la région.

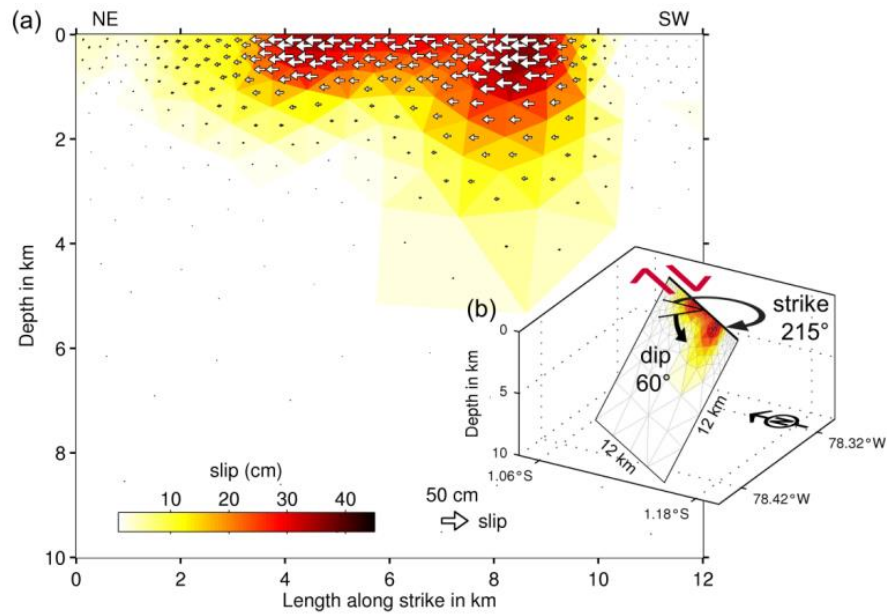


Figure 26 : (a) Distribution du glissement le long du plan de faille issu de l'inversion des données interférométriques ; (b) Bloc 3D présentant la géométrie du plan de faille correspondant le mieux aux données interférométriques.

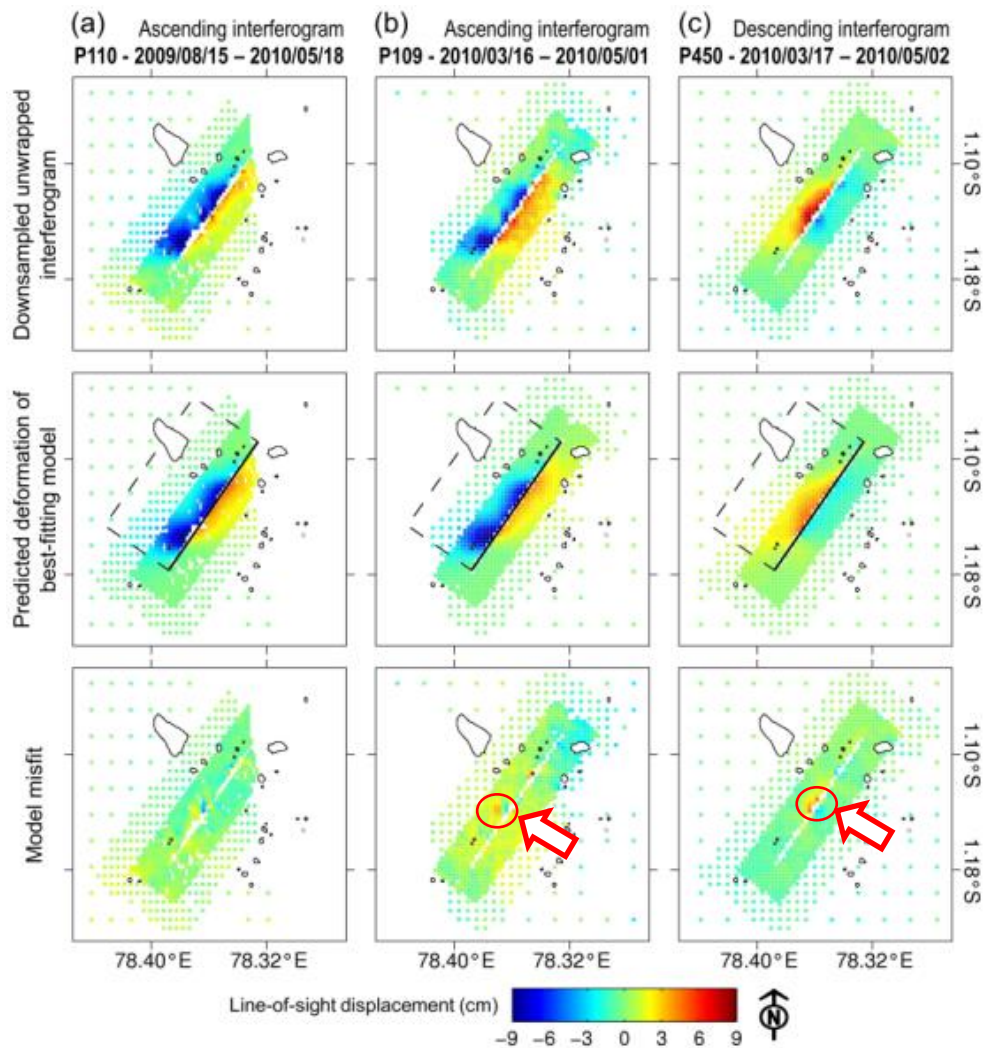


Figure 27 : Interférogrammes ALOS PALSAR sous-échantillonnés (ligne du haut), meilleur modèle à l'issue de l'inversion des interférogrammes (ligne du milieu) et résidus entre les données et les modèles (ligne du bas). Le cercle rouge pointé par la flèche localise le résidu maximal, là où des mouvements gravitationnels (glissements, sackungen) ont été observés sur le terrain. Le rectangle en pointillés noirs représente la projection à la surface du plan de faille employé dans l'inversion. Le trait plein noir correspond à la trace en surface de la faille. A, b et c représentent les 3 sets de données radar utilisées.

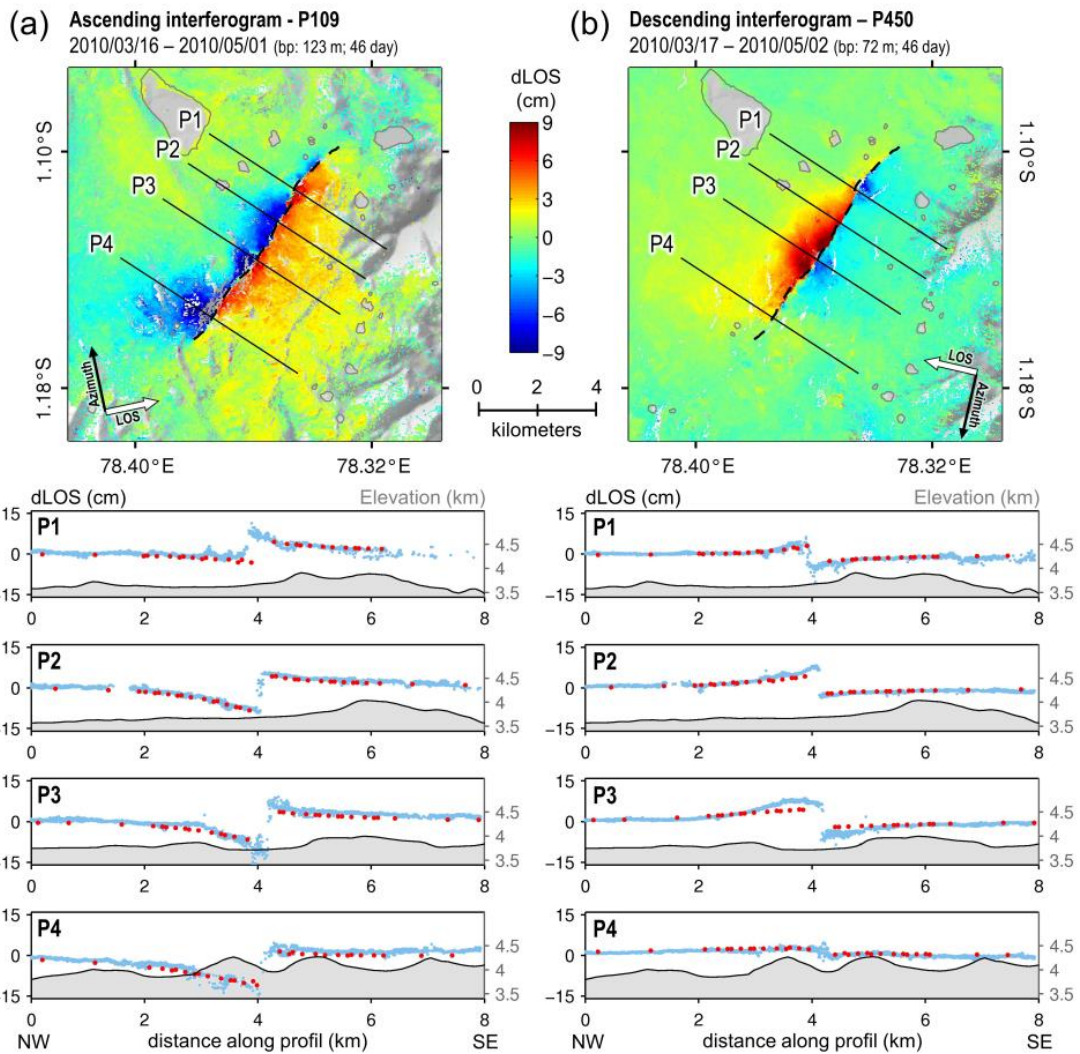


Figure 28 : Comparaison entre les résultats interférométriques (points bleus) et le meilleur modèle issu de l'inversion des données interférométriques (points rouges) en (a) orbite ascendante et (b) orbite descendante). Le saut dans les séries temporelles marque l'occurrence du séisme.

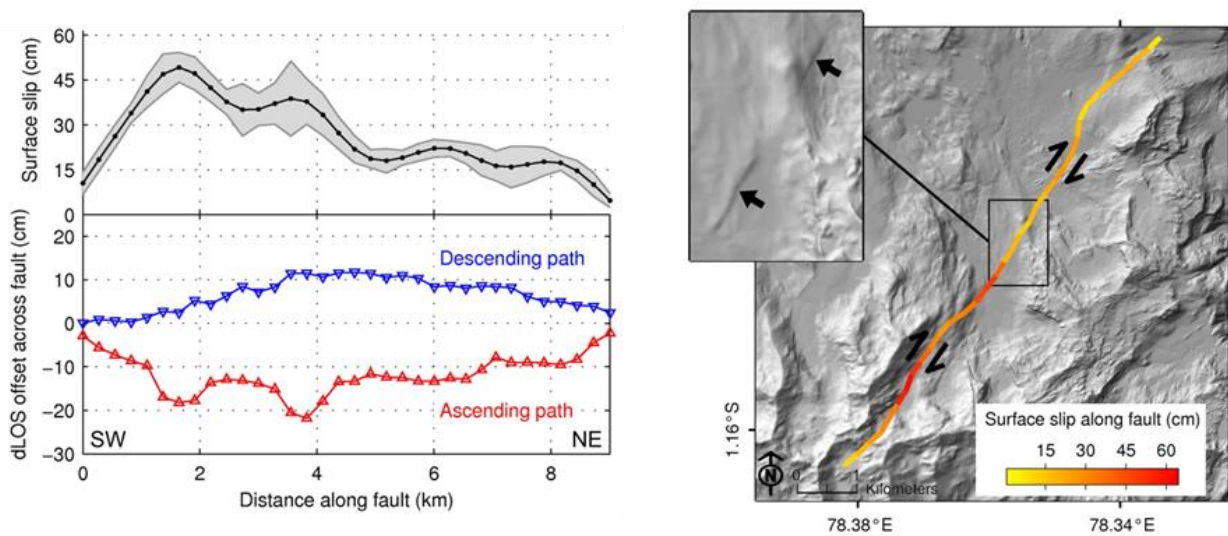


Figure 29 : A gauche : Estimation du glissement en surface le long de la rupture à partir des décalages mesurés par interférométrie radar en orbites ascendantes et descendantes ; les incertitudes sur les mesures de glissement sont estimées à partir de la dispersion des points de mesure proches du plan de faille. A droite : Carte du glissement en surface obtenue.

3.2.3.3 Mesure sur le terrain des déformations de 2010

Nous avons pu retrouver, 4 ans après l'épisode de déformation, des traces en surface relativement fraîches et bien préservées. Malgré le temps écoulé, la fraîcheur apparente et la préservation des déformations a été probablement possible grâce à la relative raideur de l'andisol et à sa capacité d'absorption d'eau et d'humidité (mousses), empêchant le ruissellement, l'érosion et la re-sédimentation. La seule trace du temps écoulé est la présence localement de lichens sur les parements des fissures. Les mesures effectuées sur le terrain ont été reportées sur le graphe de la Figure 30.

Les traces géologiques associées à l'épisode de déformation sont des fissures ouvertes, des fractures avec déplacement (Figure 31) et des figures de type « pop-up », le long de directions N030°E à N50°E. On a pu également observer des fissures en échelon de direction N70°E à N80°E cohérentes avec une faille enracinée dextre N40°E.

Les observations confirment la cinématique dextre dominante, avec des rejets entre 15 et 30 cm pour la plupart. Par endroit, une petite composante verticale est mesurable (Figure 32), exceptionnellement du même ordre de grandeur que la composante horizontale dans la partie sud de la faille où des phénomènes gravitationnels sont présents (Figure 33).

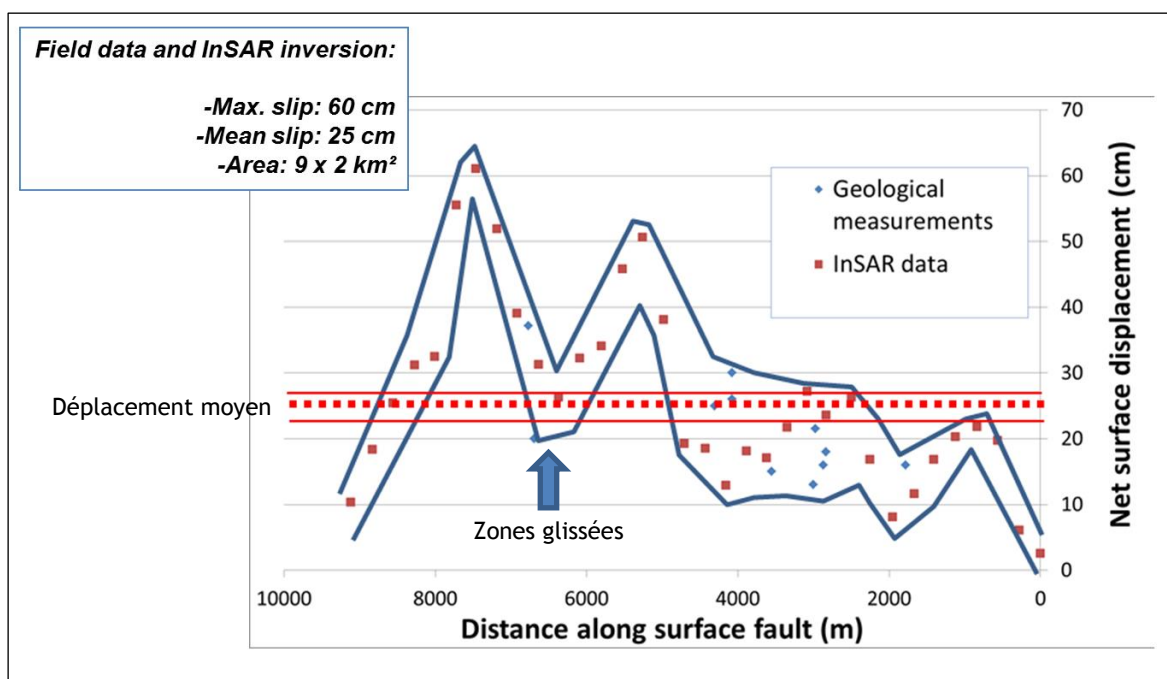


Figure 30 : Profil de déplacement le long de la faille du nord (0 m) au sud (10000 m), regroupant les déplacements mesurés par InSAR (carrés rouges) et ceux mesurés sur le terrain pendant la campagne de 2014 (diamants bleus). Le déplacement moyen est d'environ 25 cm.



Figure 31 : Exemples de fissuration et fracturation fraîches dans la partie centrale de la faille, probablement associées à l'épisode de déformation de 2010 mis en évidence par InSAR. A gauche, à quelques mètres en arrière de l'escarpement principal, une longue fissure ouverte de direction N040°E (points 10, Figure 22) ; à droite, aspect de la faille rompue en 2010 à proximité de l'ancienne piste, avec un rejet horizontal de 20 cm et un déplacement vertical de 8 cm (points 20, Figure 22).



Figure 32 : Indices de rupture de surface dans la partie sud de la faille, avec la composante verticale à gauche et la composante horizontale à droite (fractures en échelon)

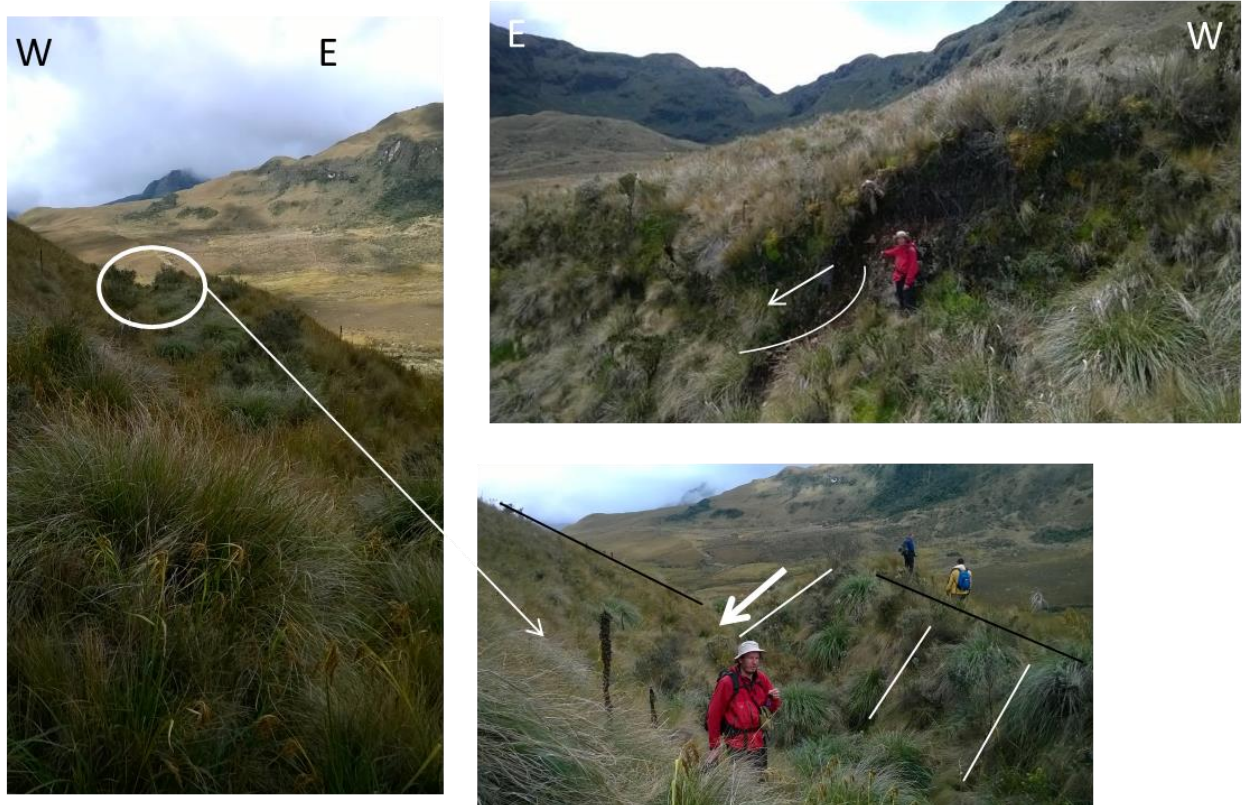


Figure 33 : Exemples de mouvements gravitaires affectant la surface et non associés directement avec le mouvement cosismique sur la faille. A gauche et en bas à droite, escarpement de contre-pente.

La Figure 30 présente la comparaison des déplacements estimés par géodésie InSAR et ceux mesurés directement sur le terrain. Les mesures de terrain ne sont disponibles que dans la partie centre-nord de la faille et très localement dans la partie sud. Si les valeurs ne sont pas identiques, elles restent dans un écart « raisonnable ».

Les valeurs des paramètres significatifs de la rupture sont les suivantes

- Le déplacement maximum (MD) est de 37 cm selon les données géologiques et de 61 cm selon les données géodésiques ;
- Le déplacement moyen (AD) oscille entre 22 (données géologiques) et 26 cm (données géodésiques) ;
- La longueur de la rupture de surface (SRL) est de 8 km (données géodésiques) ;
- La largeur de la rupture (W) est comprise entre 2 km (inversion des données géodésiques) et 1,5 km (inversion des données sismologiques), soit une surface de rupture (A) entre 12 et 16 km².

3.2.3.4 Discussion sur l'origine des déformations de surface

Les observations faites ne permettent pas de prouver définitivement que les déformations sont « cosismiques ». Elles pourraient être associées à un événement de déplacement asismique (type *creep*) pendant la période de 16 jours, entre les deux clichés SAR des 17 mars et 2 avril 2010.

Afin d'identifier la source de cette déformation de surface, une analyse des catalogues mondiaux et équatorien de la sismicité a permis de détecter une augmentation significative du moment sismique libéré dans un rayon de 20 km autour de la faille (Figure 34), en particulier due à un événement sismique de magnitude -5 survenu le 26 mars 2010 à très faible profondeur (moins de 3 kilomètres d'après les données de l'Institut de Géophysique de Quito). Il

s'agit là du plus fort séisme enregistré dans la région depuis les dix dernières années. Le mécanisme au foyer délivré par le catalogue *Global Centroid Moment Tensor* (GCMT) concorde bien avec le mécanisme au foyer estimé par l'inversion des données interférométriques (Figure 34).

L'incertitude sur la localisation d'un tel événement sismique (de magnitude 5) dans cette région d'Equateur est très forte, compte tenu de la configuration du réseau sismologique, et elle pourrait être de l'ordre de plusieurs dizaines de kilomètres.

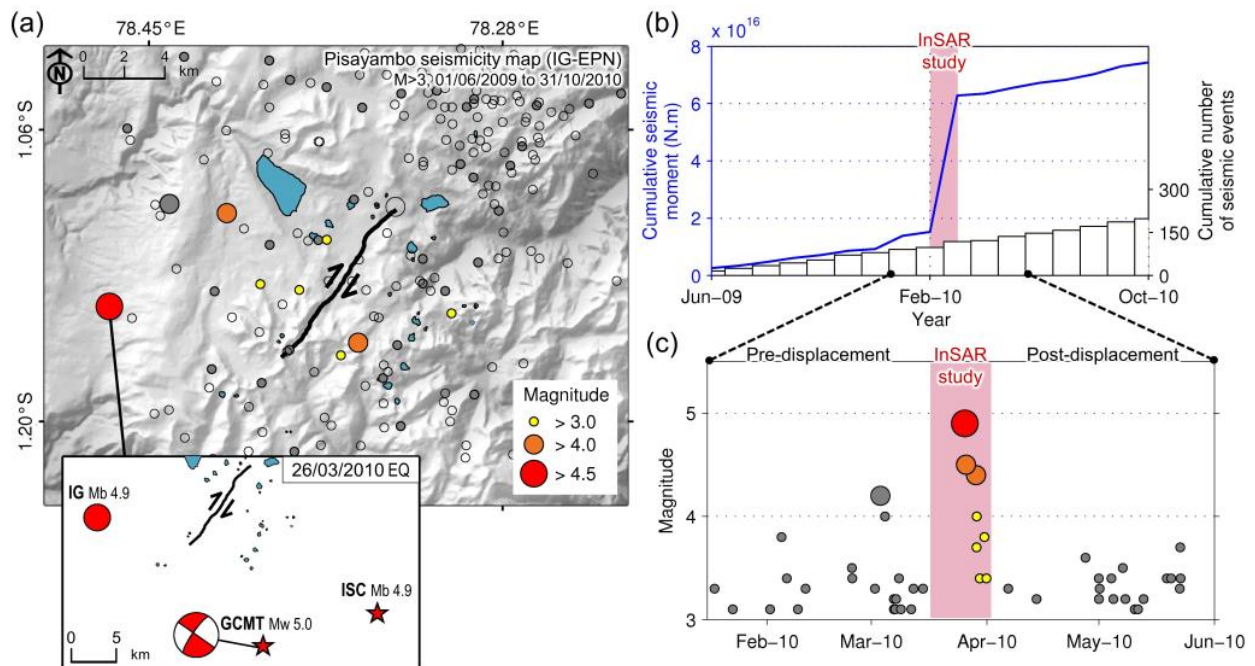


Figure 34 : Analyse des catalogues de sismicité au cours de la période d'étude par interférométrie radar. (a) Carte de la sismicité issue du catalogue sismique fourni par l'IG-EPN. Comparaison des différentes localisations disponibles pour l'évènement sismique du 26/03/2010. (b) Analyse de l'énergie sismique cumulée et du nombre de séisme cumulé entre juin 2009 et octobre 2010. (c) Répartition temporelle des séismes de magnitude supérieure à 3 entre janvier 2010 et juin 2010.

Une inversion des formes d'onde de stations locales/régionales a été effectuée (Martin Vallée, IPGP) pour tester magnitude, localisation, profondeur et rhéologie de la croûte. En choisissant une source superficielle (1,5 km) dans une croûte très peu rigide (6 MPa, valeur 5 fois plus faible que les 30 MPa généralement attribués à la croûte de 0 à 15 km) de 2,5 km d'épaisseur, les ondes modélisées s'ajustent très bien aux observations des stations large-bande disponibles, pour un séisme décrochant de magnitude 4,9 à 5 (Figure 35 et Figure 36). Le mécanisme au foyer obtenu (décrochement dextre sur une faille NNE-SSW) est très cohérent avec celui obtenu par géodésie InSAR et avec les observations géologiques de surface. Par ailleurs, l'épicentre du séisme se rapproche de la faille détectée par InSAR par rapport aux localisations initiales. Sa position devient compatible avec celle des déformations de surface. Il y a une très bonne adéquation entre la profondeur estimée par l'inversion des données sismologiques et celle issue de l'inversion des données géodésiques InSAR, qui donne un plan de faille entre 0 et 4 km et un maximum de glissement entre 0 et 2 km.

Il est à noter que la durée du signal est longue (5 secondes) pour un séisme de magnitude 5, ce qui serait cohérent avec une vitesse de rupture faible en relation avec une rigidité et une vitesse moyenne des ondes S faibles.

Selon G. Ekstrom du GCMT (comm. pers.), le modèle proposé à partir de l'inversion des données locales présenté ci-dessus est en accord avec les données globales du GCMT.

Nous concluons que l'association des déformations de surface observée par interférométrie radar et par la géologie à un séisme de magnitude 5 survenu le 26 avril 2010 à très faible profondeur (1,5 km) dans une croûte de (très) faible rigidité est l'hypothèse la plus simple en accord avec les données disponibles.

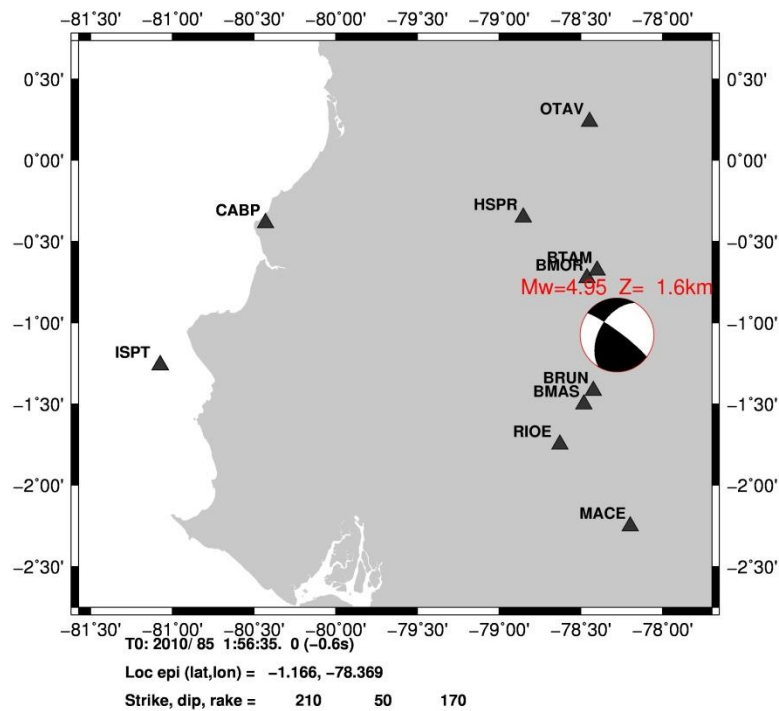


Figure 35 : Réseau de stations large-bande utilisées pour l'inversion des formes d'ondes, et mécanisme au foyer du séisme du 26 mars 2010 (figure M. Vallée, IPGP).

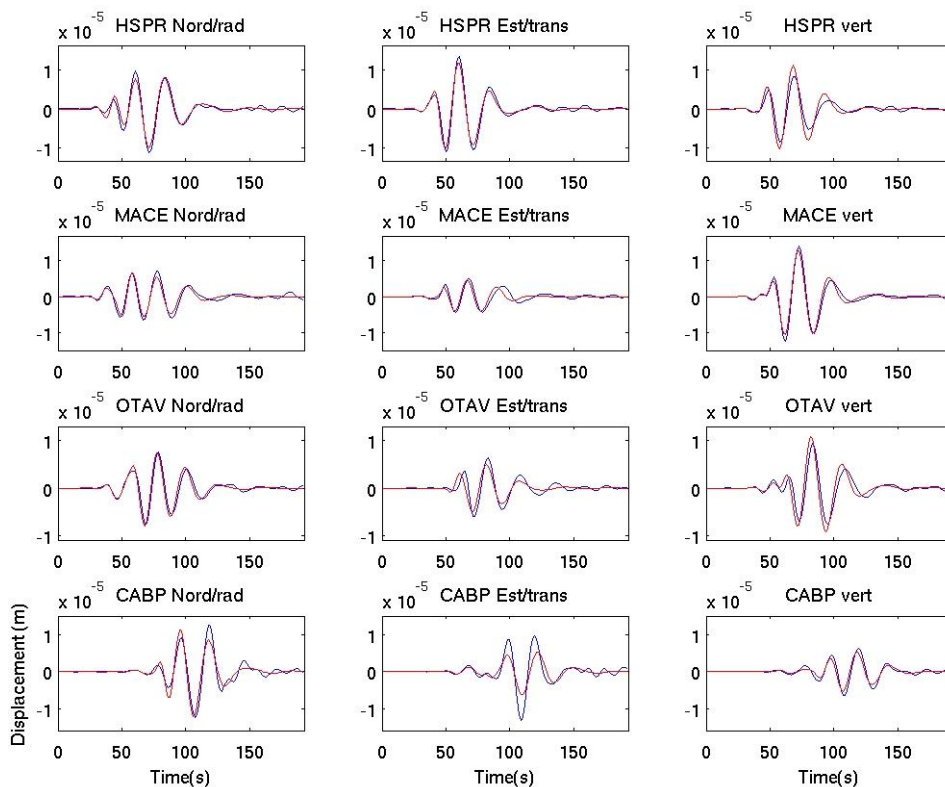


Figure 36 : Résultats de l'inversion des formes d'onde de stations locales/régionales pour le séisme du 26 mars 2010 (figure M. Vallée, IPGP).

Remarques concernant les lois d'échelle usuellement utilisées dans les études SHA

Pour une magnitude de 5, les déformations de surface mesurées et observées sont très fortes. Ainsi, si on applique les relations empiriques publiées par Wells and Coppersmith (1994) pour calculer M_w à partir de paramètres de faille, on obtient pour un mécanisme décrochant les valeurs suivantes pour la magnitude du séisme du 26/3/2010 :

- $37 < MD < 61 \text{ cm} \rightarrow 6,5 < M_w < 6,6$
- $22 < AD < 26 \text{ cm} \rightarrow 6,4 < M_w < 6,5$
- $SRL = 8 \text{ km} \rightarrow M_w = 6,2$

Où MD est le déplacement maximum mesuré, AD le déplacement moyen, SRL la longueur de la rupture en surface

Ces valeurs M_w prédites sont largement supérieures à celle du séisme ayant provoqué les déformations observées. Lorsqu'on applique la loi d'échelle de Hanks and Kanamori (relations 1 et 2) avec les conditions locales (profondeur et module de rigidité) déterminées à partir de l'inversion des données sismologiques, et en tenant compte des observations géodésiques (SRL) et géologiques (AD), on obtient cette fois une magnitude proche de 5, cohérente avec la réalité de ce séisme.

$$(1) M_w = 2/3 \cdot \log(M_0) - 10,7$$

$$(2) M_0 = \mu \cdot SRL \cdot W \cdot AD \text{ où } \mu \text{ est le module de rigidité}$$

On note que l'application de la même formule avec une rigidité "standard" (30 MPa) donnerait une magnitude significativement plus élevée, de l'ordre de 5,4. On souligne donc ici qu'il est essentiel, pour appliquer de façon fiable les relations empiriques, de ne pas considérer ce paramètre comme une constante et d'utiliser une valeur de rigidité adapté. Cette valeur est souvent difficile à estimer, mais une bonne connaissance de la profondeur focale du séisme et de la géologie à l'échelle crustale peut permettre de contraindre ce paramètre. En effet, le module de rigidité s'exprime de la manière suivante :

$$(3) \mu = \rho \times V_s^2 \quad \text{où } \rho \text{ est la densité et } V_s \text{ la vitesse moyenne des ondes S}$$

Pour reprendre l'exemple du séisme de 2010 de Pisayambo, on peut utiliser l'analogie avec des valeurs publiées pour la Baie de San Francisco (Brocher, 2005) qui donnent $V_s < 2000 \text{ m/s}$ pour des andésites et roches sédimentaires cénozoïques, a priori des lithologies similaires à celles observées en surface à Pisayambo. En appliquant (3), la valeur de μ peut être inférieure à 10 MPa pour des densités raisonnables de 2,5.

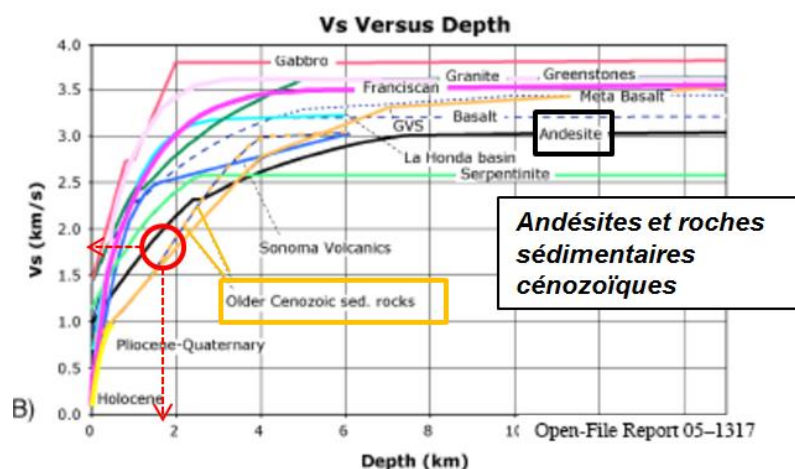


Figure 37 : Exemples de relations V_s - profondeur établies pour différents types de roches dans la Baie de San Francisco en Californie (Brocher, 2005)

En conclusion de cette étude, l'interférométrie radar a montré toute sa capacité à détecter et caractériser les déformations en surface engendrées par des séismes superficiels, même dans le cas des séismes de faibles magnitudes et très superficiels. Cette étude a fourni des informations sur la localisation de l'évènement du 26/03/2010, éléments qui ont pu par la suite être validés sur le terrain. Un point crucial pour les études d'aléa est ici démontré : les limitations des lois d'échelle reliant magnitude et paramètres des ruptures de surface sont significatives et ces relations empiriques doivent être utilisées avec précaution en attendant d'être améliorées.

3.2.4 CARTOGRAPHIE ET CARACTERISATION DES RUPTURES CO-SISMIQUES SECONDAIRES ASSOCIEES AU SEISME DE L'AQUILA

Dans le traitement statistique des données de rupture de surface pour l'évaluation de l'aléa déplacement (PFDHA), la priorité est donnée aux ruptures cosismiques, c'est-à-dire aux fractures contribuant au moment sismique. Ces dernières sont soit directement sur le plan de faille principale (rupture primaire), soit structurellement et cinématiquement associées à la faille principale (ruptures secondaires). Dans certains cas, d'autres fractures subissent un déplacement pendant le séisme, mais leur association structurale et cinématique avec la rupture primaire est improbable voire impossible (du fait de leur éloignement à la faille principale par exemple) : on parle dans ces cas de ruptures déclenchées. La méthode PFDHA (Probabilistic Fault Displacement Hazard Analysis), formalisée par Youngs et al. (2003) et Petersen et al. (2011), n'inclut que les ruptures primaires et secondaires. Toutefois, Petersen et al. (2011) soulignent que l'analyse probabiliste devra à l'avenir inclure toutes les ruptures apparues pendant un séisme, y compris les fractures déclenchées.

Avec l'objectif d'enrichir la base de données des ruptures de surface à la base de la méthode PFDHA, un projet partagé entre l'IAEA et l'INQUA débute en 2015, avec la contribution de l'IRSN. Le développement des applications par interférométrie radar à l'étude des séismes et leur résolution améliorée permet désormais d'envisager l'enrichissement des bases de données par les résultats InSAR. Une partie du travail pendant le post-doc a consisté, dans un but méthodologique, à exploiter le cas du séisme de l'Aquila (Italie, 6 avril 2009, Mw=6.3). Ce dernier offre les avantages d'être dans la gamme des séismes de magnitudes modérées, jusque-là peu représentée dans la base de données, d'avoir été étudié géologiquement (e.g. Cinti et al., 2011) et d'avoir été imagé par des données radar pré- et post-événement (Envisat et Cosmo-SkyMed).

Le séisme de l'Aquila, qui présente un mécanisme normal, s'est produit dans une région montagneuse. Les reliefs y bordant les bassins intra-montagneux sont contrôlés par des failles normales actives ou d'anciens chevauchements hérités de l'histoire alpine, qui mettent en contact les formations rocheuses (essentiellement des carbonates) et les formations quaternaires, parfois meubles, parfois consolidées.

Gori et al. (2012) ont fourni une première analyse de la signature InSAR de la rupture principale sur la faille de Paganica et les segments associés, tandis que nous nous sommes focalisés sur les déformations secondaires et déclenchées. Gori et al. (2012) montrent que la rupture principale s'est produite sur la faille de Paganica, ce que confirment les données de terrain rapportant des déplacements maximums de 15 cm (e.g. Boncio et al. 2010 ; ISPRA ; INGV). Ils montrent aussi que la rupture principale concerne d'autres segments sur une longueur totale de 12 à 13 km, avec le segment de Colle Praticciolo (ou de Collebrincioni) au nord et le segment de San Gregorio au sud (Figure 38). Ces auteurs proposent que les ruptures observées par les géologues (Boncio et al., 2010; Galli et al., 2010) sur deux autres segments, l'un au nord (Faille de Mt. Stabiata-Mt. Castellano), l'autre au sud (faille de

San Demetrio), sont plutôt de nature sympathétique. L'analyse des déformations cosismiques par InSAR s'est limitée à ces segments principaux dans l'étude de Gori et al. (2012). Ces auteurs ont par ailleurs proposé un modèle de glissement de la source à partir des données géodésiques.

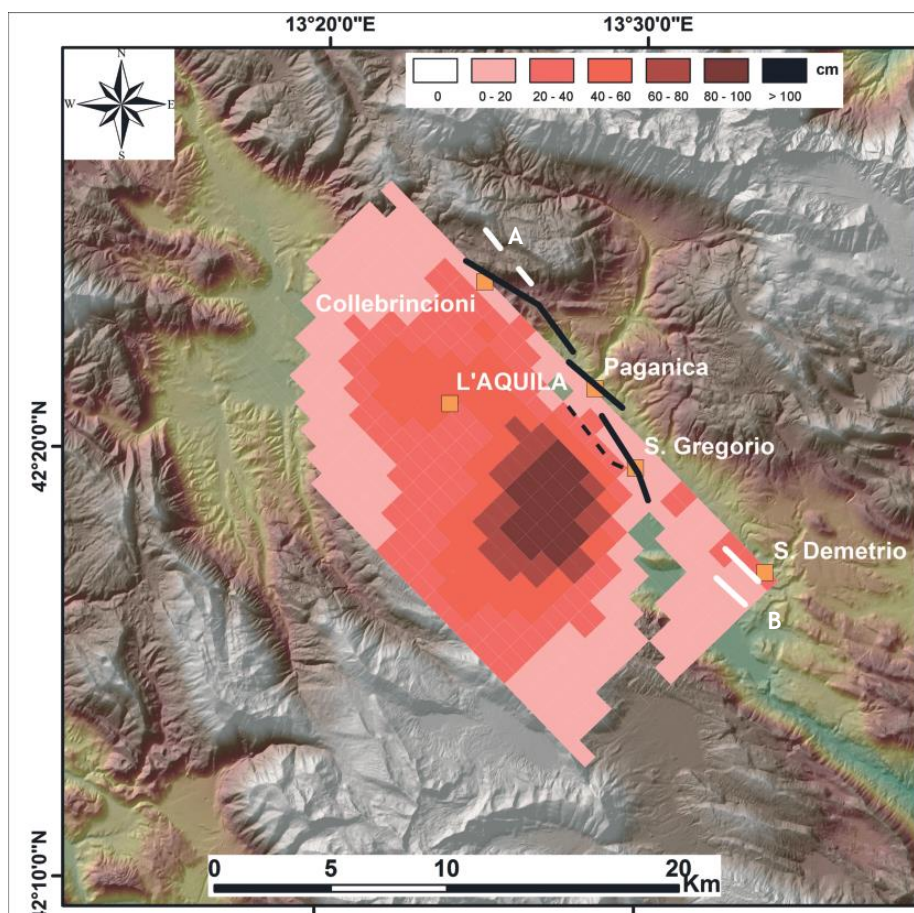


Figure 38 : Traces des ruptures de surface primaires (lignes noires pleines et pointillées) le long de la faille de Paganica et ruptures de surface sympathétiques (lignes blanches) définies à partir de l'analyse des données InSAR d'après Gori et al. (2012).

Les traces des failles sympathétiques sont de Boncio et al. (2010) pour la faille de Stabiata-Mt. Castellano (A), au nord, et d'après Galli et al (2010) pour celle de la faille de San Demetrio (B), au sud. Le modèle de glissement provient de l'inversion de données GPS et InSAR (Gori et al. 2012).

A partir de deux images RSO du satellite européen Envisat acquises avant et après le séisme du 6 avril 2009, nous avons calculé et interprété un interférogramme différentiel, corrigé des contributions orbitales et topographiques (Figure 39). A partir de cet interférogramme, une première carte des linéaments InSAR a été produite en repérant les déplacements de franges ou toute autre discontinuité de phase, a priori incluant ruptures secondaires et ruptures déclenchées et/ou gravitaires (Figure 40).

Concernant les segments de faille primaire, l'analyse des données Envisat permet de retrouver les segments de Paganica et de Collebrincioni (en partie), et en partie celui de San Gregorio. En revanche, une discontinuité sur l'interférogramme Envisat pourrait être associée à l'activation d'une faille connue (faille de Poggio-Picenze) (Figure >40).

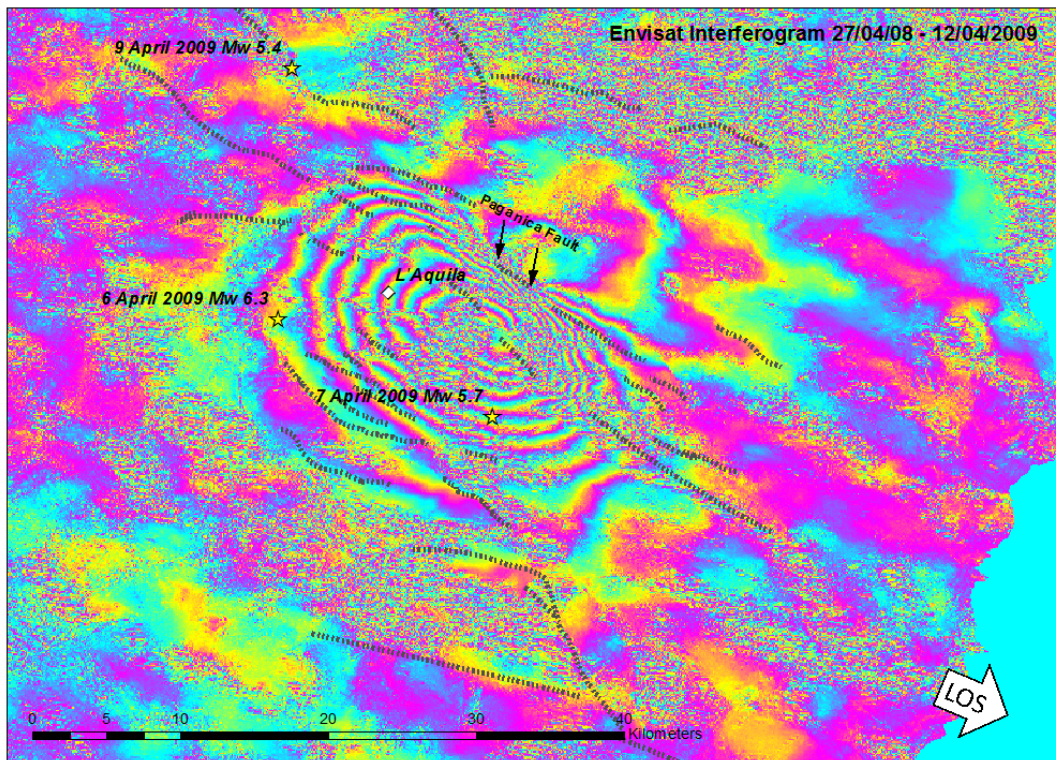


Figure 39 : Interférogramme Envisat (27/04/2008-12/04/2009) incluant le choc principal du 6 avril 2009 et ses deux répliques principales. En lignes tiretées grises, les failles connues (d'après la compilation de l'INGV, Stefano Pucci, comm. pers.).

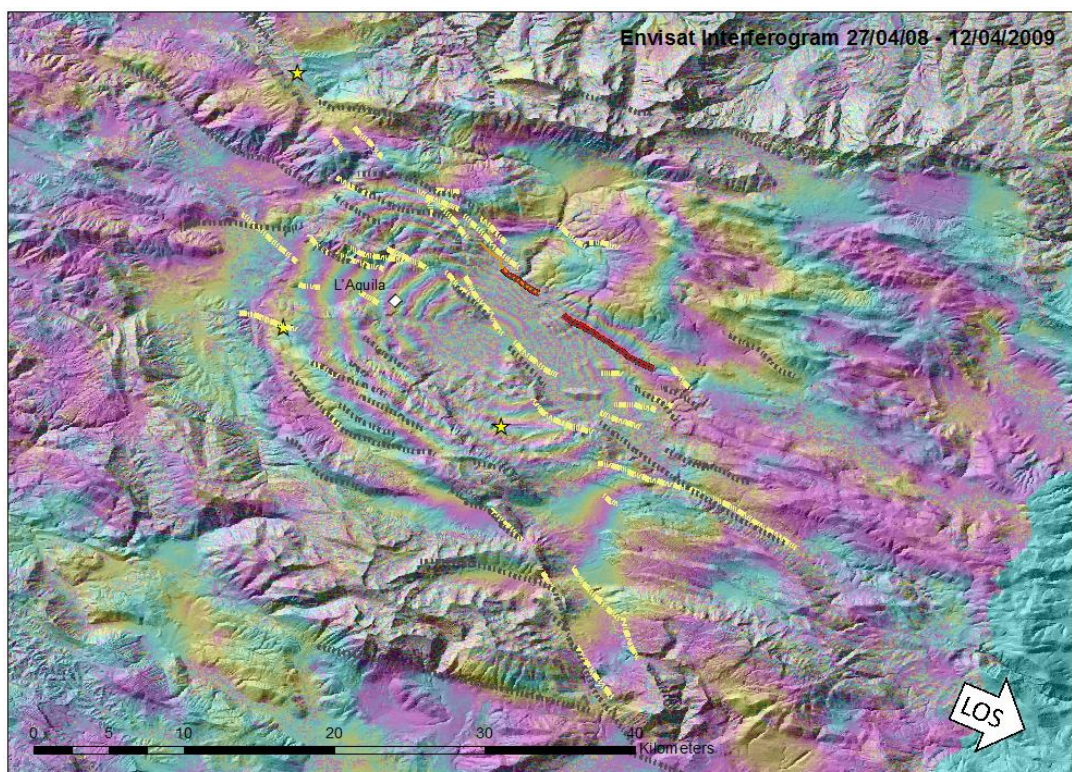


Figure 40 : Carte de linéaments de déformations cosismiques (en tirets jaunes) correspondant aux discontinuités cartographiées à partir de l'interférogramme du séisme de l'Aquila. La rupture principale sur la faille de Paganica est soulignée en orange et sa prolongation au sud-est, la faille de Poggio-Picenze, en rouge. En lignes tiretées grises, les failles connues (d'après la compilation de l'INGV, Stefano Pucci, comm. pers.).

Calcul des déplacements LOS

A partir de l'information de phase, chaque discontinuité a été analysée pour y déterminer une valeur de déplacement en surface selon la ligne de visée radar. Les déplacements de surface mesurés varient entre 0,5 cm et 1,8 cm. La Figure 41 présente un exemple de détermination du déplacement selon la ligne de visée, près de Poggio. Nous avons corrigé les déplacements LOS mesurés en faisant l'hypothèse que les déplacements observés se sont produits sur des plans verticaux et selon une cinématique purement normale ($rake = -90^\circ$). Le premier point est une hypothèse forte car les observations de terrain rapporte des pentages compris entre 60 et 80° en surface (Boncio et al., 2010), mais elle facilite les calculs et elle n'influe qu'assez peu sur les valeurs finales.

Pour obtenir les valeurs réelles de déplacement, il suffit avec cette hypothèse de multiplier les valeurs de déplacement LOS par le cosinus de l'incidence de la visée du satellite (23°), si on suppose que les failles sont effectivement verticales.

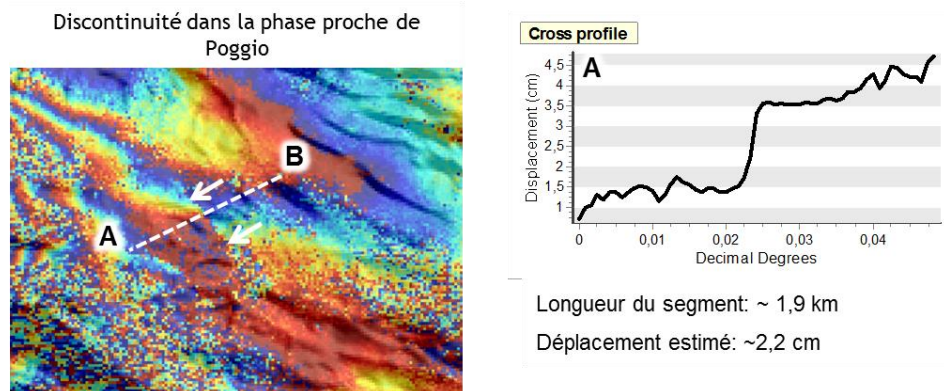


Figure 41 : Exemple de profil réalisé à partir de l'interférogramme afin de déterminer la valeur de déplacement en surface.

La longueur des 13 discontinuités déterminées, pour lesquelles une valeur de déplacement est fournie par InSAR, varie entre 200 m et 2 km.

Comparaison avec les données de terrain

L'analyse des interféromètres InSAR a grandement contribué à la reconnaissance des déformations de surface survenues pendant (cosismique) ou après (*afterslip*) le séisme de Napa de 2014 ($M=6$), en raison de la grande qualité des données utilisées (Sentinel-1A et UAVSAR), du contexte géomorphologique favorable (région peu accidentée et peu végétalisée) et des déplacements relativement forts (Hudnut et al., 2014). Dans le cas du séisme de l'Aquila ($M=6,3$), les données interférométriques disponibles (Envisat ou Cosmo-Skymed) ont essentiellement été analysées après la récolte des données de terrain pour localiser et mesurer la rupture principale. La région affectée, montagneuse et végétalisée, n'a pas rendu aisée l'utilisation des données InSAR pour la cartographie des déformations secondaires, à distance de la rupture principale autour du village de Paganica.

Néanmoins, plusieurs équipes ont recensé et mesuré ces déformations secondaires (INGV, ISPRA), rendant possible la comparaison de ces jeux de données avec les données interférométriques pour évaluer leur cohérence, ou leur incohérence, et/ou leur complémentarité. La Figure 42 superpose les linéaments déduits de l'analyse visuelle de l'interférogramme et les points d'observation des missions INGV (transmis par S. Pucci) et ISPRA (transmis par A.M. Blumetti). Sur cette carte, on distingue de grands domaines :

Secteur 1 - Faille de San Demetrio

Autour du lac Sinizzo, les géologues décrivent des fractures largement ouvertes (1 à 2 mètres) et longues (100-200 m), faisant le tour du lac et affaissant les bordures du lac (RN18 et MT5 ; ISP-AQ10). Les observations géologiques militent fortement pour un effet secondaire, soit une liquéfaction, soit une déstabilisation gravitaire des bordures du lac. Dans ce même secteur, les données InSAR montrent un linéament de 3 km orienté NW-SE à NNW-SSE qui n'est pas associé à une faille connue, sauf dans son extrémité sud qui correspond aux observations géologiques citées ci-avant (Figure 43). Un déplacement vertical de 1,6 cm est localement déduit de l'analyse de l'interférogramme. A 1- 1,5 km à l'ouest, un autre linéament interférométrique de 1 km de long, avec un déplacement de 1 cm, est associé à un des segments de la faille de San Demetrio pour sa partie occidentale. L'indice de déformation de terrain le plus proche est le point RN17 à 400 m au sud, où les géologues décrivent un petit escarpement dans les conglomérats quaternaires (cisaillement des galets) associé à la faille de San Demetrio qui pourrait donc avoir été réactivée. InSAR et terrain montrent ici tous deux des déformations cosismiques sur une faille probablement sympathétique (faille de San Demetrio).

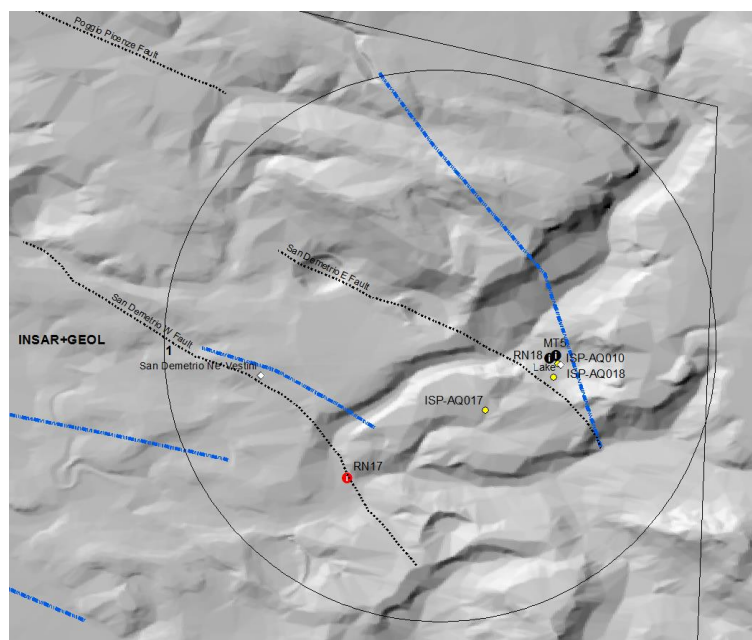


Figure 43 : Secteur 1 - Zoom de la Figure 42 illustrant les linéaments déduits de l'analyse visuelle de l'interférogramme (bleu) et les points d'observation des missions INGV (Noire : effet secondaire, Rouge : rupture tectonique) et ISPR (Jaune). Lignes bleues : linéaments InSAR ; lignes pointillées noires : failles connues. Se reporter à la Figure 42 pour l'échelle.

Secteur 2 - Faille de Monticchio - Fossa

Dans ce secteur, un linéament InSAR assez ténu interrompt les franges interférométriques. Il est parallèle à la faille géologique connue et de nombreuses observations de terrain sont disponibles (Figure 44). Au nord de ce linéament, un petit escarpement dans le substrat rocheux est observé (RN10), tandis que des traces d'affaissement gravitaires y sont également visibles. Au sud de ce même linéament, de nombreuses fractures NW-SE ont été observées à l'arrière du linéament InSAR et autour de la faille connue (sur plusieurs centaines de mètres vers le haut du versant) (e.g. ISP-AQ145 ; RC101-103-104-113 et CB52). Les longueurs de ces fractures sont plurimétriques, avec des ouvertures entre 1,5 et 8 cm, tandis que deux d'entre elles présentent des petits

escarpements avec rejets normaux de 6 et 9 cm. On suggère que la faille a ici été réactivée par le séisme (rupture sympathétique).

Dans la plaine alluviale le long du fleuve Aterno (sud d'Onna), de longues fractures (plusieurs dizaines de m) très ouvertes (30-60 cm) de direction NW-SE sont cartographiées. Elles sont probablement associées à des effets secondaires (*lateral spreading* ?).

Secteur 11 - Sud de Fossa

L'interférogramme InSAR met en évidence un linéament NW-SE en partie haute du grand versant, là où la carte de l'INGV signale une faille normale à regard SW (opposé à la pente du versant) qui pourrait donc avoir été en partie réactivée. Aucun indice géologique n'a été reconnu sur le linéament. En revanche, en bas de versant à plus de 500 m du linéament, les géologues ont observé (RN12 et 13) des escarpements dans les matériaux superficiels (direction NW-SE) de 200-300 m de long, avec des déplacements de 40-60 cm affaissant le bord NE. Etant donné l'ampleur des déplacements et leur position dans le versant, il est très probable que ces évidences soient d'origine gravitaire.

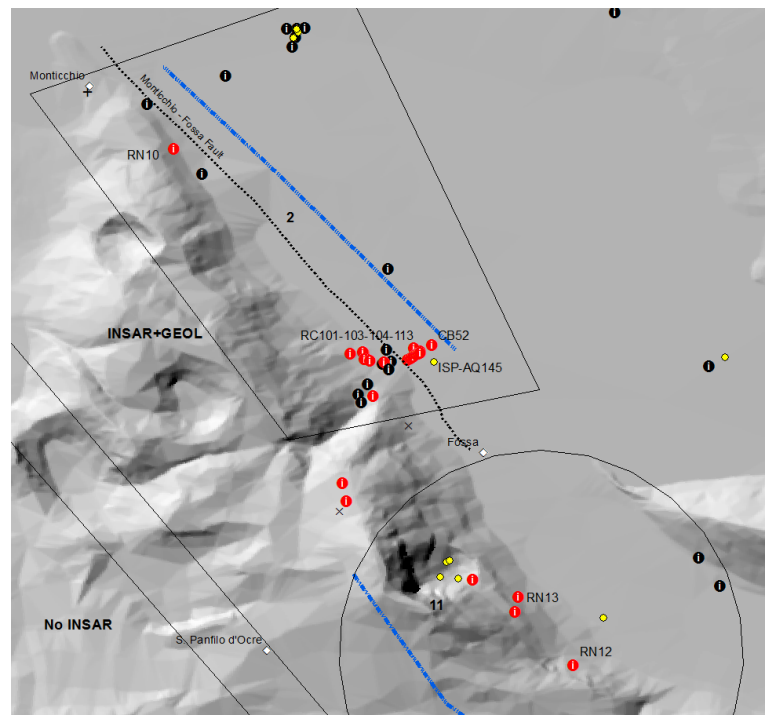


Figure 44 : Secteurs 2 et 11 - Zoom de la Figure 42 illustrant la zone de la Faille de Monticchio-Fossa et les linéaments déduits de l'analyse visuelle de l'interférogramme (bleu) et les points d'observation des missions INGV (Noire : effet secondaire, Rouge : rupture tectonique) et ISPRA (Jaune). Se reporter à la Figure 42 pour l'échelle.

Secteur 3 - Faille de Bazzano

Au pied du relief NW-SE de Bazzano, l'interférogramme révèle un linéament assez clair de direction NW-SE et long de 4 km. A 300 m en arrière du linéament, à la rupture de pente entre plaine et versant, la faille de Bazzano a clairement été réactivée comme le montrent les quelques indices PB175 à 177 où la faille NW-SE dans la roche substrat est soulignée par le « ruban blanc » sur quelques dizaines de mètres. Le rejet est de l'ordre de 20 cm. Dans la partie nord-ouest de ce segment, le rejet semble s'atténuer (2-8 cm) et concerne un contact tectonique

entre substratum et dépôts quaternaires. Le point PB171, au sud-est sur ce segment, s'illustre par un escarpement NW-SE uniquement dans les dépôts de versant (40 cm de hauteur).

Dans la continuité du linéament InSAR vers le NNW, mais à l'écart de la faille de Bazzano, on note une série de fractures (5-25 m de long) de direction WNW-ESE avec des ouvertures de plusieurs mm (max 5 mm) (ISP-AQ077-079-115-116-160).

On note que le deuxième linéament InSAR, détecté à quelques 500-600 m à l'ouest du premier, n'est associé à aucune observation géologique (Figure 45).

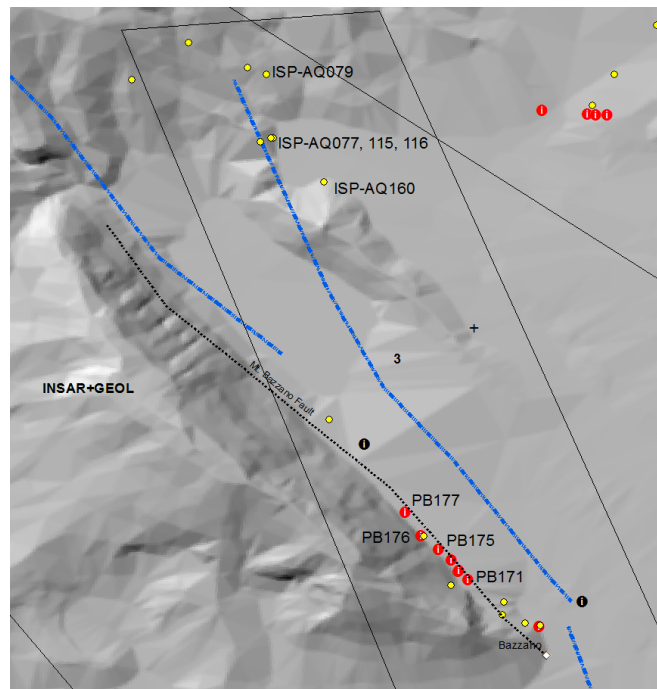


Figure 45 : Secteur 3 - Zoom de la Figure 42 illustrant, près de la faille de Bazzano, les linéaments déduits de l'analyse visuelle de l'interférogramme (bleu) et les points d'observation des missions INGV (Noire : effet secondaire, Rouge : rupture tectonique) et ISPRA (Jaune). Se reporter à la Figure 42 pour l'échelle.

Secteur 4 - Faille de Pettino

Des linéaments parallèles, de direction WNW-ESE, se reconnaissent sur l'interférogramme le long du relief du Mont Pettino, sur une longueur de l'ordre de 5 km (Figure 46). En pied de versant notamment, le linéament se superpose parfaitement à la faille connue de Pettino et son analyse montre un déplacement « interférométrique » de l'ordre de 0,5-0,6 cm. Certains indices géologiques, à cheval sur le linéament et sur la faille connue, montrent parfois des valeurs beaucoup plus fortes de déplacement, avec des petits escarpements de 10 cm (EF201-202-203, ISP-AQ176) : **la faille de Pettino est donc réactivée**. Certaines fractures, légèrement ouvertes (1 cm : WPT MM5), sont longues de plusieurs mètres à quelques dizaines de mètres.

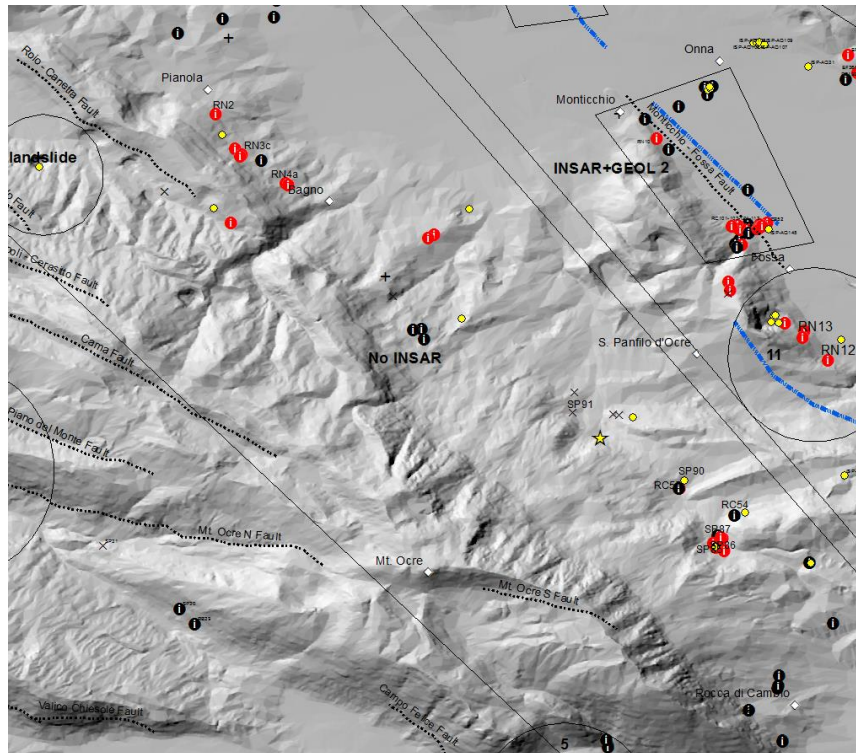


Figure 47 : Zoom de la Figure 42 illustrant, autour de la Faille de Monte Ocre-Pianola, les linéaments déduits de l'analyse visuelle de l'interférogramme (bleu) et les points d'observation des missions INGV (Noire : effet secondaire, Rouge : rupture tectonique) et ISPRA (Jaune). Se reporter à la Figure 42 pour l'échelle.

Synthèse

Cette étude montre que l'interférométrie radar différentielle permet, grâce à l'interprétation des données de phase, de cartographier des linéaments qui matérialisent des anomalies dans la continuité des franges par exemple. Cette analyse a conduit à identifier un certain nombre de linéaments pour lesquels des quantités de déplacement ont pu être calculées. Celles-ci ne dépassent pas 3 cm. Néanmoins, pour une majeure partie des linéaments identifiés par interférométrie radar, le bruit trop élevé dans l'interférogramme a rendu impossible la détermination d'une valeur acceptable de déplacement. La majorité des linéaments interférométriques correspondent à des failles existantes ou des indices de déformation cosismiques apparus lors du séisme. Sur ce point, on peut donc conclure que la méthode est satisfaisante, hormis le cas notable des failles dans les zones montagneuses de Monte Ocre. Dans ce dernier cas, il est possible que la rugosité du relief soit à l'origine de la mauvaise qualité de l'interférogramme dont l'interprétation devient difficile.

La technique apparaît relativement peu fiable pour l'estimation de l'amplitude des déformations de surface car on observe dans plusieurs cas que les déplacements effectivement observés sur le terrain ne se retrouvent pas dans l'analyse de l'interférogramme. Une explication plausible est que les observations de terrain sur les ruptures sympathétiques (la majorité des cas dans cet exemple) sont effectuées sur les évidences les plus criantes par leur amplitude. Or celles-ci ne sont pas forcément continues latéralement car amplifiées par des paramètres topographiques ou d'effet de site, liquéfaction, subsidence. Dans ce cas, elles ne laissent pas de trace dans l'interférogramme dont la résolution est de l'ordre de la centaine de mètres.

Les nouvelles données Sentinel-1A, avec un cycle de répétitivité de 11 jours, ainsi que d'autres données comme Cosmo-SkyMed, auront des résolutions inférieures à 3 mètres de pixels et amèneront à des précisions de mesure de

l'ordre du millimètre pour les déplacements finis : ces données pourront donc être comparées de façon plus pertinente avec les observations de terrain. Elles seront ainsi plus utiles pour la constitution de bases de données des ruptures de surface cosismiques même dans le cas de séismes modérés comme celui de l'Aquila. Une large partie méthodologique, concernant l'automatisation de la détection et de la cartographie de ces ruptures (exemple de la méthode de Canny en traitement d'image), devra être développée pour alimenter en données InSAR la base de données de ruptures, un projet en cours animé par l'IRSN.

Les observations géologiques recueillies par les équipes de l'INGV et de l'ISPRA permettent de donner les valeurs de déplacement distribué suivante :

Faille associée à une rupture distribuée	Déplacement distribué maximal (DD) (en cm)	Rapport DD / Déplacement max. sur la faille de Paganica (15 cm)	Distance à la rupture primaire (Faille de Paganica) (en km)
Monticchio-Fossa	9	0,6	4
Bazzano	20	1,3	2,75
Pettino	10	0,7	7
Roio-Canetra	1	0,07	8

3.3 SUIVI DE L'INFLATION CONSTANTE DU VOLCAN ACTIF TUNGURAHUA ENTRE 2003 ET 2009

L'Equateur présente une très forte activité volcanique, traversé du nord au sud par une partie de l'arc volcanique nord andin. Actuellement, on dénombre 89 édifices volcaniques dont 16 sont potentiellement actif, 5 sont en activité et enfin 3 sont en éruption actuellement.

Parmi ces trois volcans, le Tungurahua impose un grand risque à la population et aux infrastructures économiques. Situé à proximité des villes de Baños, Ambato et surtout Riobamba, sa surveillance volcano-tectonique est une tâche permanente de l'Institut de Géophysique de Quito.

Dans le travail effectué, nous apportons des données et interprétations inédites à l'évaluation du risque associé à ce volcan, en particulier la profondeur de la chambre magmatique, le taux d'alimentation de la chambre, les quantités de magma éjectées lors de plusieurs éruptions récentes, la localisation des intrusions magmatiques.

Nous avons, pour ce faire, analysé une importante période de déformation de surface grâce à l'interférométrie radar, puis nous avons proposé une modélisation du chargement en profondeur de la chambre magmatique alimentant le volcan. Ce travail a fait l'objet d'une publication dans la revue *Geophysical Research Letter* qui est joint en annexe.

Nous reportons ici la traduction en français du résumé de cet article.

Le volcan Tungurahua (Equateur) a connu une activité volcanique importante depuis 1999, avec plusieurs éruptions dont celles de 2006 et 2008. Nous utilisons une approche dite des réflecteurs persistants pour analyser une série temporelle de données radar (SAR) provenant du satellite Envisat pour analyser les déformations de surface dans l'environnement du volcan. Ces données couvrent la période 2003-2009. Nous mesurons un soulèvement continu de grande échelle de 8 mm/a, interprété comme la preuve d'un gonflement du volcan actif pendant une période prolongée recouvrant plusieurs éruptions. A partir d'un modèle simple, ce signal est attribué à une injection de magma à 11,5 km de profondeur, avec un afflux total de 7 million m³/a (*Figure 48*). Les éruptions paroxysmales de

2006 et 2008 ne semblent pas perturber le signal long-terme. Toutefois, nous observons une déformation significative pendant l'éruption de 2006, cohérente avec une intrusion supplémentaire de magma de 4,5 millions de m³.

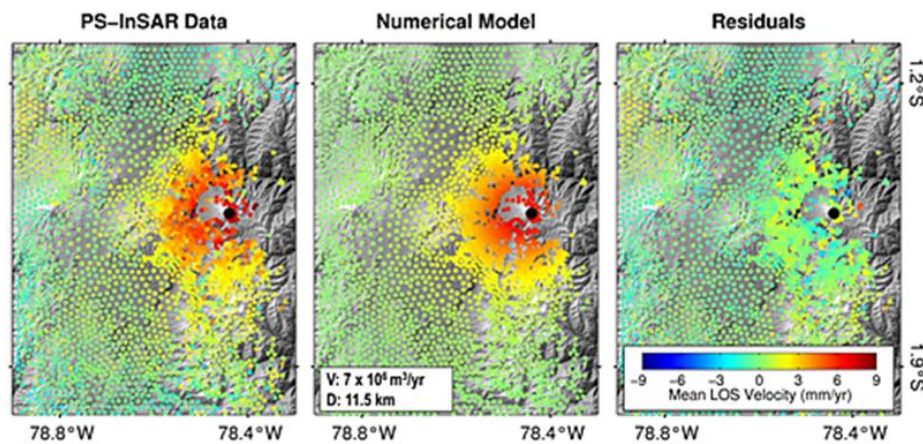


Figure 48 : Vitesse moyenne (dans la ligne de visée du satellite) au volcan Tungurahua, pendant la période inter-éruptive (Mars 2006 et Février 2008). À gauche, données de la trace PSI ascendante; au centre le modèle numérique; à droite, les résidus entre données et modèle. Le modèle a été généré numériquement pour une source sphérique localisée sous la surface topographique (Modèle Numérique de Terrain SRTM). Le point noir représente le centre (projeté) de la sphère utilisée dans le modèle. Les paramètres du meilleur ajustement sont inscrits dans le cadre de la figure centrale (changement de volume, V, et profondeur de la sphère sous le niveau de la mer, D).

3.4 DEFORMATION GRAVITATIONNELLE A ALAUSI (EQUATEUR)

Au cours de l'analyse systématique des données ALOS (2007 et 2011) sur le sud de l'Equateur, un glissement rocheux de taille conséquente a été mis en évidence près de la ville d'Alausi (Figure 49). Ce glissement présente une superficie proche de 9 km² (3,8 km de long sur 2,2 km de large). Une estimation préliminaire du volume mobilisé, de l'ordre de 700 Mm³, peut être établie en utilisant la formule de Cruden et Varnes (1996) et en considérant une profondeur de glissement de l'ordre de 500 m, cohérente avec la morphologie et la nature de la zone glissée. La vitesse moyenne du glissement est de l'ordre de 20 mm/an (Figure 50). Dans le détail, cette vitesse varie entre 40 mm/an au pied du glissement et 10 mm/an en partie haute, ce qui indique clairement que ce glissement rocheux est de type rotationnel (i.e. listrique), avec une surface de glissement courbe (Figure 50). Le profil de vitesse réalisé dans le sens de la pente indique que le glissement est composé de deux sous-ensembles emboîtés (Figure 50) dont le mouvement est synchrone et continu sur la période d'observation entre 2007 et 2011. Un glissement principal affectant l'ensemble du versant se développe dans une zone précédemment déstabilisée, ce qui suppose qu'il s'agit de la réactivation d'un glissement plus ancien de grande ampleur (Figure 51). A l'intérieur de cet ensemble réactivé, la zone sommitale présente un champ de vitesse qui indique la présence d'un glissement secondaire de plus petite ampleur (Figure 50).

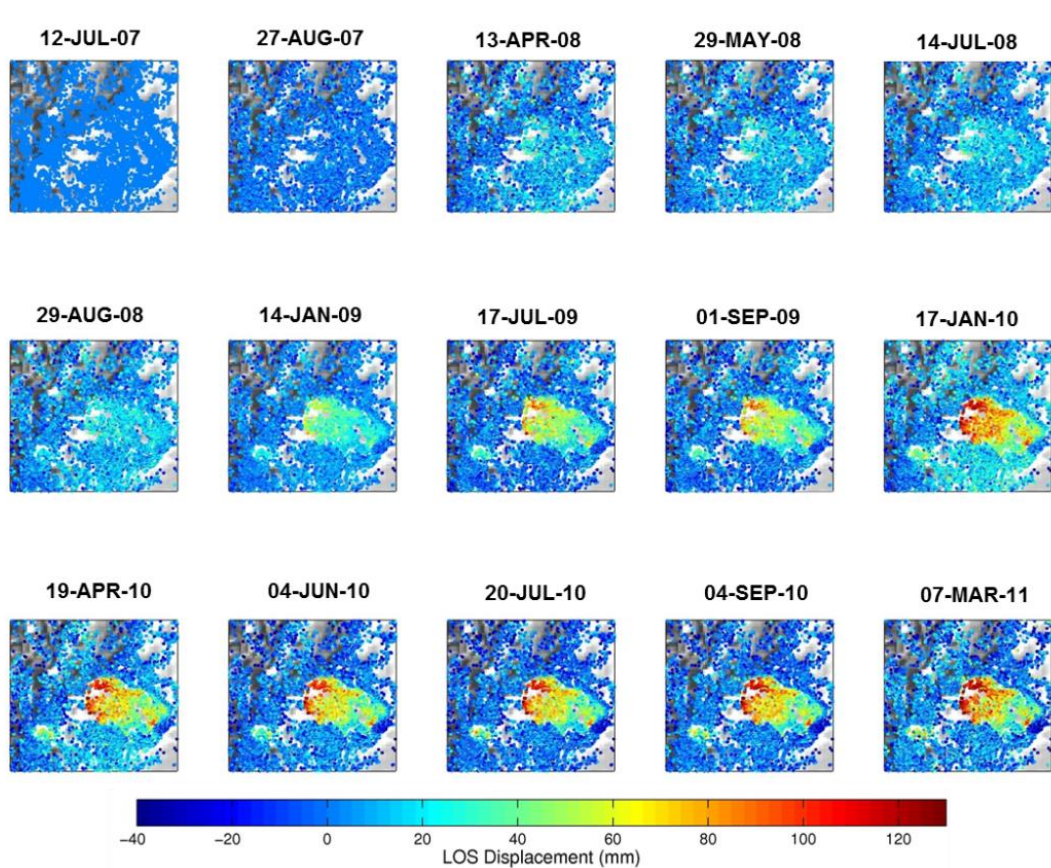


Figure 49 : Série temporelle des déplacements de surface mesurés par PS-InSAR sur la région d'Alausi.

Le glissement rocheux mis en évidence au nord de la ville d'Alausi remobilise un paléoglissement de très grande ampleur. Sur la période de temps analysée, les vitesses mesurées sont lentes et typiques de ce type de glissements rocheux en phase de « creep ». Il est difficile de présager de l'évolution future du glissement, mais il est clair qu'une sollicitation dynamique forte (épisode climatique ou secousse sismique) pourrait accélérer significativement le phénomène. Compte tenu de la proximité de la ville d'Alausi et du passage de la route panaméricaine dans le corps même du glissement, il est clair qu'une surveillance à long terme est préconisée (InSAR, mesures au sol).

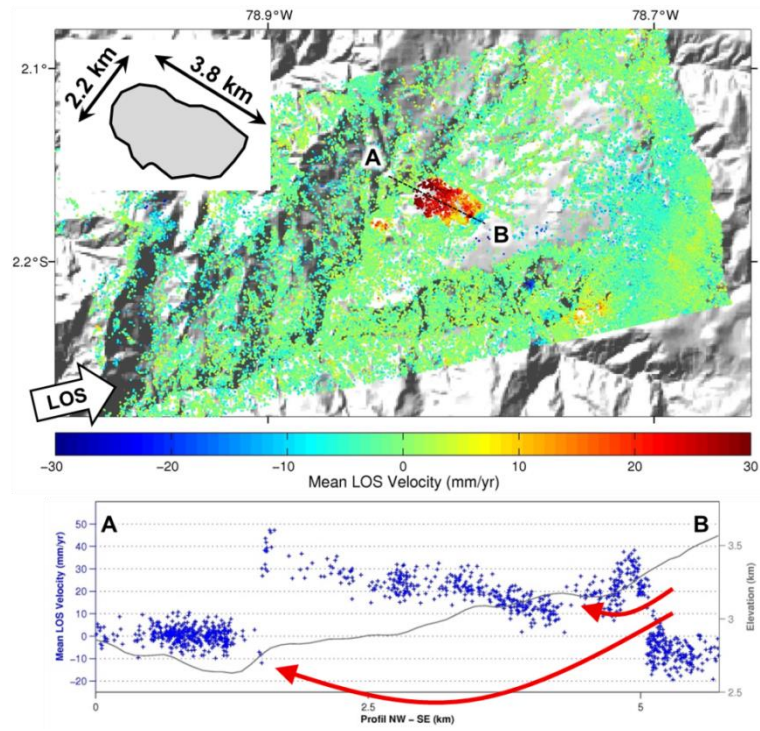


Figure 50. Haut : Carte des vitesses moyennes (période de 2007 à 2011) autour de la région d'Alausi (sud Equateur) issus du traitement interférométrique des données ALOS. Le schéma du glissement présent en haut à gauche indique les dimensions au sol de la zone de glissement. Bas : profil de vitesse selon la ligne de visée radar le long de l'axe A-B (voir carte ci-dessus). Les deux flèches rouges schématisent le glissement en deux sous-ensembles distincts (glissements emboîtés).

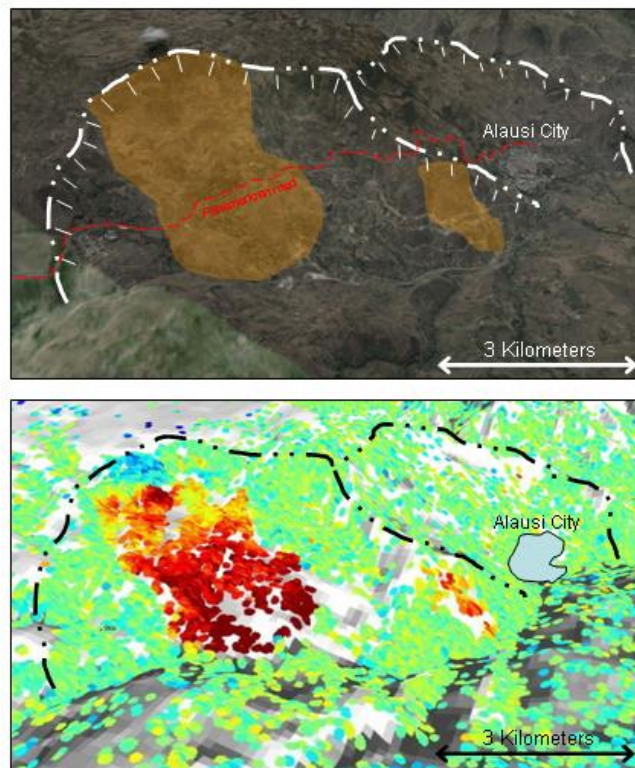


Figure 51. Haut : carte 3D schématique des glissements de terrains anciens (traits tiretés) et actuels (ombrage orangé et pixels rouges) autour de la ville d'Alausi. Le trait en pointillés rouges représente la route Panaméricaine. Bas : carte 3D des déplacements PS-InSAR superposée à la carte des paléo-glissements.

4 CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Les études présentées dans ce rapport se sont focalisées sur les déformations intersismiques et cosismiques, couvrant une large gamme de taux de déformation depuis le domaine intraplaque peu déformé (France métropolitaine : séisme d'Epagny) à une région très active, l'Equateur (failles de Pallatanga, de Pisayambo). Dans chacun des cas, la méthode InSAR a permis de mettre en évidence des déplacements mesurables, utiles pour la compréhension des phénomènes en jeu. De plus, l'analyse systématique des données radar en Equateur nous a conduit à mettre en évidence des déformations d'origines volcanique et gravitaire.

Les grands développements méthodologiques apportés au traitement des données radar au cours des 20 dernières années, ajoutés à la multiplication des données radars disponibles, ont permis de rendre les approches par interférométrie fiables et nécessaires pour l'étude des déplacements de surface en Sciences de la Terre. L'approche multi-images permet d'accéder aux faibles déformations en accumulant les données, ce qui permet de conserver la cohérence interférométrique au cours du temps. De plus, depuis le milieu des années 2000, la nouvelle méthode mise en place par Hooper et al. (2007) permet d'élargir la gamme des points-réflecteurs utilisables, rendant les images radar exploitables en milieu naturel, qui jusque-là était confinée aux structures anthropiques (Ferretti et al., 2001).

De nouvelles constellations (e.g. Cosmo-Skymed) sont en phase de lancement, complétant déjà les plus récentes comme Sentinel-1. Elles permettront de raccourcir le temps de re-visite de la surface et d'augmenter l'empreinte au sol des images. La plupart de ces nouveaux produits sont (ou seront) accessibles facilement et gratuitement. Par ailleurs, les techniques de traitement du signal sont en constante amélioration (corrections des erreurs topographiques et des artefacts atmosphériques) et, avec l'accumulation d'images, la précision des mesures sera très bonne, ouvrant la détection des mouvements très faibles sub-millimétriques. Pour finir, le développement des supports moins coûteux et plus accessibles (UAVSAR : avion, *Ground-based InSAR* : mesures au sol) devrait rendre les mesures plus aisées dans un avenir proche.

Si les résultats déjà obtenus dans cette étude sont positifs et ont démontré le fort potentiel des techniques par interférométrie radar pour l'étude et la caractérisation des processus géodynamiques dans les régions déformées ou peu déformées, les développements attendus devraient, dans un avenir proche, conduire à des résultats encore meilleurs et exploitables dans les analyses sismotectoniques. On note par exemple l'étude récente menée par l'équipe de Karlsruhe en Allemagne sur le fossé rhénan supérieur (Fuhrmann et al., 2015). Ces auteurs ont produit une combinaison des données radar, des données GPS et des profils de nivellement aboutissant à un champ de vitesse précis, dense et cohérent, qui devrait permettre une quantification des taux de déformation intersismique, un des ingrédients du calcul probabiliste de l'aléa sismique (PSHA). En utilisant les futures données Sentinel ou Cosmo-Skymed, on pourra très certainement dans les années à venir proposer un champ de vitesses encore plus dense et précis dans les zones d'intérêt de l'IRSN.

Plus généralement, on note que les données radar permettent de détecter et cartographier tout changement de l'état de la surface du sol autre que les déplacements tectoniques : subsidence (ex. : Carnec et Delacourt, 2000 dans la région de Gardanne ; Samsonov et al., 2013 à la frontière franco-allemande), tassement ou stabilité des

pentres (e. g. : Schögel et al., 2015), mouvements de glaciers, inondations, destructions de bâtiments, déforestation, etc. Le champ des applications pour les problématiques environnementales est donc très vaste.

5 REFERENCES ASSOCIEES A CE TRAVAIL POST-DOCTORAL

Ce travail post-doctoral a conduit à plusieurs communications à congrès et plusieurs publications dans des revues scientifiques :

Publications dans des revues internationales de rang A avec comité de lecture

Champenois, J., L. Audin, S. Baize, H. Jomard, A. Alvarado and J.M. Nocquet, Measuring recent surface deformation in the Quito megacity area, Ecuador, using Persistent Scatterers SAR interferometry, Journal of South American Earth Sciences (en préparation).

Champenois, J., S. Baize, M. Vallée, H. Jomard, L. Audin, J. Letort and A. Alvarado. InSAR evidences of surface rupture following a moderate Mw5.0 shallow earthquake in the Ecuadorian Andes, Journal of Geophysical Research (en préparation).

Champenois, J., V. Pinel, S. Baize, L. Audin, H. Jomard, A. Hooper, A. Alvarado, and H. Yepes (2014). Large crustal-scale inflation of Tungurahua volcano (Ecuador) revealed by Persistent Scatterers SAR Interferometry. Geophysical Research Letters.

Conférences internationales avec comité de lecture sans actes

Champenois, J., S. Baize, M. Vallée, H. Jomard, L. Audin, J. Letort and A. Alvarado, InSAR evidences of surface rupture following a moderate Mw5.0 shallow earthquake in the Ecuadorian Andes, FRINGE Workshop 2015, Frascati, Italie.

Champenois, J., S. Baize, L. Audin, H. Jomard, V. Pinel, A. Alvarado, A. Hooper, H. Yepes, Applicability of InSAR techniques to study surface deformations in Ecuador, LMI SVAN, Quito, Equateur.

Champenois, J., S. Baize, L. Audin, V. Pinel, H. Jomard, A. Alvarado and H. Yepes, Crustal-scale active deformation along the Ecuadorian Andes using Persistent Scatterers SAR Interferometry, AGU Fall Meeting 2013, San Francisco, Etats-Unis.

Champenois, J., L. Audin, S. Baize, J.-M. Nocquet, A. Alvarado, Interseismic deformations along Ecuador active fault systems: Contributions of space-borne SAR Interferometry, AGU Meeting of the Americas 2013, Cancun, Mexique.

Conférences nationales avec comité de lecture sans actes

Champenois, J., S. Baize, M. Vallée, H. Jomard, L. Audin, J. Letort and A. Alvarado, InSAR evidences of surface rupture following a moderate Mw5.0 shallow earthquake in the Ecuadorian Andes, MDIS 2015, Autrans, France.

Champenois, J., S. Baize, L. Audin, V. Pinel, H. Jomard, A. Alvarado and H. Yepes, Crustal-scale active deformation along the Ecuadorian Andes using Persistent Scatterers SAR Interferometry, MDIS 2013, Autrans, France.

Conférences invités

2015 - Institut de Physique du Globe de Paris (France), Déformations tectoniques et volcaniques des Andes Equatoriennes imagées par InSAR.

2013 - Instituto Geofisico Quito (Equateur), Contribution of spaceborne SAR Interferometry for hazard assessment in Ecuador.

6 BIBLIOGRAPHIE

- Adam, N., B. M. Kampes, M. Eineder, J. Worawattanamateekul, and M. Kircher (2003), The development of a scientific permanent scatterer system, paper presented at ISPRS Workshop on High Resolution Mapping from Space, Hanover, Germany.
- Alvarado, A. (2012). Néotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur. Thèse de Doctorat, Université de Grenoble.
- Alvarado, A., et al. (2014), Active tectonics in Quito, Ecuador, assessed by geomorphological studies, GPS data, and crustal seismicity, *Tectonics*, 33(2), 67-83.
- Arellano, S., M. Hall, P. Samaniego, J.-L. L. Pennec, A. Ruiz, I. Molina, and H. Yepes (2008), Degassing patterns of Tungurahua volcano (Ecuador) during the 1999{2006 eruptive period, inferred from remote spectroscopic measurements of SO₂ emissions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176 (1), 151 { 162, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.07.007>.
- Bagnardi, M., and F. Amelung (2012), Space-geodetic evidence for multiple magma reservoirs and subvolcanic lateral intrusions at Fernandina Volcano, Galapagos Islands, *J. Geophys. Res.*, 117, doi:10.1029/2012JB009465.
- Baize, S., M. Cushing, F. Lemeille, C. Gélis, D. Texier, G. Nicoud and J. L. Schwenninger (2011), Contribution to the seismic hazard assessment of a slow active fault, the Vuache fault in the southern Molasse basin (France), *Bull. Soc. géol. France*, n° 4, pp. 347-365.
- Baize, S., L. Audin, T. Winter, A. Alvarado, L. Pilatasig Moreno, M. Taipei, P. Reyes, P. Kauffmann and H. Yepes (2015), Paleoseismology and tectonic geomorphology of the Pallatanga fault (Central Ecuador), a major structure of the South-American crust
- Barnhart, W. D., and R. B. Lohman (2010), Automated fault model discretization for inversions for coseismic slip distributions, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B10), n/a-n/a.
- Barnhart, W. D., Lohman, R. B., Mellors, R. J. (2013). Active accommodation of plate convergence in Southern Iran: Earthquake locations, triggered aseismic slip, and regional strain rates. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH: SOLID EARTH*, VOL. 118, 5699-5711, doi:10.1002/jgrb.50380.
- Biggs, J., P. Mothes, M. Ruiz, F. Amelung, T. H. Dixon, S. Baker, and S. H. Hong (2010), Stratovolcano growth by co-eruptive intrusion: The 2008 eruption of Tungurahua Ecuador, *Geophysical Research Letters*, 37 (21), L21,302.
- Boncio, P., A. Pizzi, F. Brozzetti, G. Pomposo, G. Lavecchia, D. Di Naccio and F. Ferrarini (2010), Coseismic ground deformation of the 6 April 2009 L'Aquila earthquake (central Italy, Mw 6.3), *Geophysical Research Letters*, 37.
- Brocher, T. M. (2005). Compressional and Shear Wave Velocity Versus Depth in the San Francisco Bay Area, California: Rules for USGS Bay Area Velocity Model 05.0.0. USGS Open-File Report 05-1317.
- Burgmann, R., P. A. Rosen, and E. J. Fielding (2000), Synthetic Aperture Radar Interferometry to Measure Earth's Surface Topography and Its Deformation, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1), 169-209.
- Carnec C. and Delacourt C. (2000), Three years of mining subsidence monitored by SAR interferometry, near Gardanne, France, *Journal of Applied Geophysics*, 43(1), 43-54.

- Champenois, J. (2011), Caractérisation des déformations tectoniques inter-sismiques de l'île de Taiwan par interférométrie radar. Thèse Université Paris-Est.
- Chen, C. W., and H. A. Zebker (2000), Network approaches to two-dimensional phase unwrapping: intractability and two new algorithms, *J. Opt. Soc. Am. A*, 17(3), 401-414.
- Cinti, F. R., D. Pantosti, P. M. De Martini, S. Pucci, R. Civico, S. Pierdominici, L. Cucci, C. A. Brunori, S. Pinzi, and A. Patera (2011). Evidence for surface faulting events along the Paganica fault prior to the 6 April 2009 L'Aquila earthquake (central Italy), *J. Geophys. Res.*, VOL. 116, B07308, doi:10.1029/2010JB007988.
- Colesanti, C., A. Ferretti, F. Novali, C. Prati, and F. Rocca (2003), SAR monitoring of progressive and seasonal ground deformation using the permanent scatterers technique, *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 41(7), 1685-1701.
- Crisp, J. A. (1984), Rates of magma emplacement and volcanic output, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20 (3{4), 177-211.
- Crosetto, M., E. Biescas, E. Duro, J. Closa, and A. Arnaud (2008), Generation of advanced ERS and Envisat interferometric SAR product using Stable Point Network technique, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 74(4).
- Cruden, D. M. and D. J. Varnes (1996), *Landslide Types and Processes*, Special Report, Transportation Research Board, National Academy of Sciences, 247, 36-75.
- Dawson, J., Cummins P., Tregoning, P., Leonard M. (2008). Shallow intraplate earthquakes in Western Australia observed by Interferometric Synthetic Aperture Radar. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 113, B11408, doi:10.1029/2008JB005807.
- Delgado, F., M. Pritchard, R. Lohman, and J. Naranjo (2014), The 2011 Hudson volcano eruption (Southern Andes, Xhile): Pre-eruptive inflation and hotspots observed with InSAR and thermal imagery, *Bulletin of Volcanology*, 76 (5), 1-19.
- Dufumier, H. (2002), Synthesis of magnitude and focal mechanism computations for the $M \geq 4.5$ earthquakes in France for the period 1995-2000, *Journal of Seismology*, Volume 6, pp 163-181.
- Dzurisin, D. (2003), A comprehensive approach to monitoring volcano deformation as a window on the eruption cycle, *Review of Geophysics*, 41, 1-29.
- Efron, B., and R. Tibshirani (1986), Bootstrap methods for standard errors, confidence intervals, and other measures of statistical accuracy, (1), 54-75.
- Elsworth, D., G. Mattioli, J. Taron, B. Voight, and R. Herd (2008), Implications of magma transfer between multiple reservoirs on eruption cycling, *Science*, pp. 246-248.
- Eychenne, J., J.-L. Pennec, L. Troncoso, M. Gouhier, and J.-M. Nedelec (2012), Causes and consequences of bimodal grain-size distribution of tephra fall deposited during the August 2006 Tungurahua eruption (Ecuador), *Bulletin of Volcanology*, 74 (1), 187-205.
- Eychenne, J., J.-L. Le Pennec, P. Ramon, and H. Yepes (2013), Dynamics of explosive paroxysms at open-vent andesitic systems: High-resolution mass distribution analyses of the 2006 Tungurahua fall deposit (Ecuador), *Earth and Planetary Science Letters*, 361 (0), 343-355.
- Farr, T. G., P. A. Rosen, E. Caro, R. Crippen, R. Duren, S. Hensley, M. Kobrick, M. Paller, E. Rodriguez, L. Roth, D. Seal, S. Shaffer, J. Shimada, J. Umland, M. Werner, M. Oskin, D. Burbank, and D. Alsdorf (2007), The Shuttle Radar Topography Mission, *Reviews of Geophysics*, 45 (2), RG2004.

- Feigl, K. L., H. Le Mevel, S. Tabrez Ali, L. Cordova, N. L. Andersen, C. DeMets, and B. S. Singer (2014), Rapid uplift in Laguna del Maule volcanic field of the Andean Southern Volcanic zone (Chile) 2007-2012, *Geophysical Journal International*, 196 (2), 885-901.
- Ferretti, A., C. Prati, and F. Rocca (2000), Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry, *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 38(5), 2202-2212.
- Ferretti, A., C. Prati, and F. Rocca (2001), Permanent scatterers in SAR interferometry, *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 39(1), 8-20.
- Fuhrmann T., Cuenca M., Leijen F. Westerhaus M., Hanssen R. and Heck B. (2015), Combining InSAR, Leveling and GNSS for the Estimation of 3D Surface Displacements, *Fringe*, Frascati, Italie
- Fialko, Y., and J. Pearse (2012), Sombrero uplift above the Altiplano-Puna magma body: Evidence of a ballooning mid-crustal diapir, *Science*, 338 (6104), 250-252, doi:10.1126/science.1226358.
- Foroozan, R., D. Elsworth, B. Voight, and G. S. Mattioli (2010), Dual reservoir structure at Soufrière Hills Volcano inferred from continuous GPS observations and heterogeneous elastic modeling, *Geophys. Res. Lett.*, 37, doi:10.1029/2010GL042511.
- Fournier, T. J., M. E. Pritchard, and S. N. Riddick (2010), Duration, magnitude, and frequency of subaerial volcano deformation events: New results from Latin America using InSAR and a global synthesis, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11, q01003, doi:10.1029/2009GC002558.
- Froger, J. L., D. Remy, S. Bonvalot, and D. Legrand (2007), Two scales of inflation at Lastarria-Cordon del Azufre volcanic complex, central Andes, revealed from ASAR-ENVISAT interferometric data, *Earth and Planetary Science Letters*, 255 (1-2), 148-163.
- Galli, P., B. Giaccio and P. Messina (2010), The 2009 central Italy earthquake seen through 0.5 Myr-long tectonic history of the L'Aquila faults system., *Quaternary Science Reviews*, 29, 3768-3789.
- Ghiglia, D. C., and M. D. Pritt (1998), *Two-Dimensional Phase Unwrapping*, John Wiley and Sons.
- Goldstein, R. M., H. A. Zebker, and C. L. Werner (1988), Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping, *Radio Sci.*, 23(4), 713-720.
- Gori, S., E. Falcucci, S. Atzori, M. Chini, M. Moro, E. Serpelloni, G. Fubelli, M. Saroli, R. Devoti, S. Stramondo, F. Galadini and S. Salvi (2012), Constraining primary surface rupture length along the Paganica fault (2009 L'Aquila earthquake) with geological and geodetic (DInSAR and GPS) data, *Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.)*, Vol. 131, No. 3, pp. 359-372.
- Hall, M. L., A. L. Steele, P. A. Mothes, and M. C. Ruiz (2013), Pyroclastic density currents (PDC) of the 1617 August 2006 eruptions of Tungurahua volcano, Ecuador: Geophysical registry and characteristics, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 265 (0), 78-93.
- Hall, M. L., C. Robin, B. Beate, P. Mothes, and M. Monzier (1999), Tungurahua Volcano, Ecuador: structure, eruptive history and hazards, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91 (1), 1-21.
- Hanssen, R. F. (2001), *Radar interferometry: Data interpretation and error analysis*.
- Henderson, S. T., and M. E. Pritchard (2013), Decadal volcanic deformation in the Central Andes Volcanic Zone revealed by InSAR time series, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14 (5), 1358-1374, doi:10.1002/ggge.20074.
- Hooper, A., P. Segall, and H. Zebker (2007), Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, Galápagos, *J. Geophys. Res.*, 112(B7), B07407.

- Hooper, A., F. Prata, and F. Sigmundsson (2012a), Remote sensing of volcanic hazards and their precursors, *Proceedings of the IEEE*, 100 (10), 2908-2930.
- Hooper, A., D. Bekaert, K. Spaans, and M. Arikan (2012b), Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation, *Tectonophysics*, 514-517, 1-13.
- Hudnut, K.W., Brocher, T.M., Prentice, C.S., Boatwright, J., Brooks, B.A., Aagaard, B.T., Blair, J.L., Fletcher, J.B., Erdem, J.E., Wicks, C.W., Murray, J.R., Pollitz, F.F., Langbein, J., Svarc, J., Schwartz, D.P., Ponti, D.J., Hecker, S., DeLong, S., Rosa, C., Jones, B., Lamb, R., Rosinski, A., McCrirk, T.P., Dawson, T.E., Seitz, G., Rubin, R.S., Glennie, C., Hauser, D., Ericksen, T., Mardock, D., Hoirup, D.F., and Bray, J.D. (2014). Key recovery factors for the August 24, 2014, South Napa earthquake: U.S. Geological Survey Open-File Report 2014-1249, 51 p., <http://dx.doi.org/10.3133/ofr20141249>.
- Kampes, B. M. (2006), *Radar Interferometry: Persistent Scatterer Technique*, Springer.
- Kelfoun, K., P. Samaniego, P. Palacios, and D. Barba (2009), Testing the suitability of frictional behaviour for pyroclastic flow simulation by comparison with a well-constrained eruption at Tungurahua volcano (Ecuador), *Bulletin of Volcanology*, 71 (9), 1057-1075.
- Le Pennec, J. L., D. Jaya, P. Samaniego, P. Ramon, S. Moreno Yanez, J. Egred, and J. van der Plicht (2008), The AD 1300{1700 eruptive periods at tungurahua volcano, Ecuador, revealed by historical narratives, stratigraphy and radiocarbon dating, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176 (1), 70-81.
- Lyons, S., and D. Sandwell (2003), Fault creep along the southern San Andreas from interferometric synthetic aperture radar, permanent scatterers, and stacking, *J. Geophys. Res.*, 108(B1), 2047.
- Massonnet, D., and K. L. Feigl (1998), Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface, *Rev. Geophys.*, 36(4), 441-500.
- Massonnet, D., K. Feigl, M. Rossi, and F. Adragna (1994), Radar Interferometric Mapping of Deformation in the Year After the Landers Earthquake, *Nature*, 369(6477), 227-230.
- Mogi, K. (1958), Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 36 (2), 99-134.
- Molina, I., H. Kumagai, J.-L. Le Pennec, and M. Hall (2005), Three-dimensional p-wave velocity structure of Tungurahua Volcano, Ecuador, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147 (1{2}), 144-156.
- Mothes, P. A., M. Lisowski, M. C. Ruiz, A. Ruiz, and P. B. Palacios Palacios (2010), Borehole Tiltmeter and CGPS Response to VLP Seismic Events under Cotopaxi Volcano, Ecuador, *AGU Fall Meeting Abstracts*, p. C848.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.* 75, 1135-1154.
- Ordonez V, M. I., and C. A. Rey G (1997), Deformation associated with the extrusion of a dome at Galeras volcano, Colombia, 1990{1991, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 77 (1-4), 115-120.
- Parks, M. M., J. Biggs, T. A. Mather, D. M. Pyle, F. Amelung, M. L. Monsalve, and L. N. Medina (2011), Co-eruptive subsidence at Galeras identified during an InSAR survey of Colombian volcanoes (2006-2009), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 202 (3-4), 228-240.
- Petersen, M. D., T. E. Dawson, R. Chen, T. Cao, C. J. Wills, D. P. Schwartz, and A. D. Frankel (2011), Fault Displacement Hazard for Strike-Slip Faults, *BULLETIN OF THE SEISMOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 101(2), 805-825.
- Pinel, V., A. Hooper, S. De la Cruz-Reyna, G. Reyes-Davila, M.-P. Doin, and P. Bascou (2011), The challenging retrieval of the displacement field from InSAR data for andesitic stratovolcanoes: Case study of Popocatepetl and Colima Volcano, Mexico, 200, 49-61, doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.12.002.

- Pritchard, M. E., and M. Simons (2002), A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes, *Nature*, 418, 167-171.
- Pucci, S., F. Villani, R. Civico, D. Pantosti, P. Del Carlo, A. Smedile, P. M. De Martini, E. Pons-Branchu, A. Gueli (2014). Quaternary geology map of the Middle Aterno Valley. *Journal of Maps*.
- Reverso, T., J. Vandemeulebrouck, F. Jouanne, V. Pinel, T. Villemin, E. Sturkell, and P. Bascou (2014), A two-magma chamber model as a source of deformation at Grimsvotn Volcano, Iceland, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2013JB010569.
- Rivalta, E., and P. Segall (2008), Magma compressibility and the missing source for some dike intrusions, *Geophysical Research Letters*, 35 (4), L04,306.
- Rosen, P. A., S. Hensley, I. R. Joughin, F. K. Li, S. N. Madsen, E. Rodriguez, and R. M. Goldstein (2000), Synthetic aperture radar interferometry, Institute of Electrical and Electronics Engineers, New York, NY, ETATS-UNIS.
- Rosen, P. A., S. Henley, G. Peltzer, and M. Simons (2004), Updated Repeat Orbit Interferometry Package Released, *Eos Trans. AGU*, p. p. 85.
- Ruiz, M., J. Lees, and J. Johnson (2006), Source constraints of Tungurahua volcano explosion events, *Bulletin of Volcanology*, 68 (5), 480-490.
- Samaniego, P., J.-L. Le Pennec, C. Robin, and S. Hidalgo (2011), Petrological analysis of the pre-eruptive magmatic process prior to the 2006 explosive eruptions at Tungurahua volcano (Ecuador), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 199 (1{2}), 69-84.
- Samsonov S., d'Oreye N., and Smets B., 2013. Ground deformation associated with post-mining activity at the French-German border revealed by novel InSAR time series method, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 23, 142-154
- Scharroo, R., and P. Visser (1998), Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites, *J. Geophys. Res.*, 103(C4), 8113-8127.
- Schlögel R. , Malet J.-M., Doubre C., Lebourg T. Structural control on the kinematics of the deep-seated La Clapière landslide revealed by L-band InSAR observations. *Landslides*, 2015, 1-14, doi:10.1007/s10346-015-0623-0.
- Sparks, R. S. J., C. B. Folkes, M. C. Humphreys, D. N. Barfod, J. Clavero, M. C. Sunagua, S. R. McNutt, and M. E. Pritchard (2008), Uturuncu volcano, Bolivia: Volcanic unrest due to mid-crustal magma intrusion, *American Journal of Science*, 308 (6), 727-769.
- Stevens, N. F., and G. Wadge (2004), Towards operational repeat-pass sar interferometry at active volcanoes, *Natural Hazards*, 33 (1), 47-76.
- Thouvenot, F., J. Fréchet, P. Tapponnier, J. C. Thomas, B. Le Brun, G. Ménard, R. Lacassin, L. Jenatton, J. R. Grasso, O. Coutant, A. Paul and D. Hatzfeld (1998), The ML 5.3 Épagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15: a long-awaited event on the Vuache fault, *Geophys. J. International*, 135, 876-892.
- Usai, S., and R. Hanssen (1997), Long time scale INSAR by means of high coherence features, edited.
- Walpersdorf, A., S. Baize, E. Calais, P. Tregoning and J. M. Nocquet (2006), Deformation in the Jura mountains (France): first results from semi-permanent GPS measurements, *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 245, 365-372.
- Walter, T. R., and M. Motagh (2014), Deflation and inflation of a large magma body beneath Uturuncu volcano, Bolivia? Insights from InSAR data, surface lineaments and stress modelling, *Geophysical Journal International*.

- Wells, D. L., and K. J. Coppersmith (1994), New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *BULLETIN OF THE SEISMOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 84(4), 974-1002, A1001-A1004, B1001-B1011, C1001-C1049.
- Weston, J., Ferreira, A. M. G., Funning G. J. (2011). Global compilation of interferometric synthetic aperture radar earthquake source models: 1. Comparisons with seismic catalogs. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 116, B08408, doi:10.1029/2010JB008131.
- Youngs, R. R., W. J. Arabasz, R. E. Anderson, A. R. Ramelli, J. P. Ake, D. B. Slemmons, J. P. McCalpin, D. I. Doser, C. J. Fridrich, F. H. Swan III, A. M. Rogers, J. C. Yount, L. W. Anderson, K. D. Smith, R. L. Bruhn, L. K. Knuepfer, R. B. Smith, C. M. dePolo, K.W.O'Leary, K. J. Coppersmith, S. K. Pezzopane, D. P. Schwartz, J. W. Whitney, S. S. Olig, and G. R. Toro (2003). A methodology for probabilistic fault displacement hazard analysis (PFDHA), *Earthquake Spectra* 19, 191-219.
- Zebker, H., and J. Villasenor (1992), Decorrelation in Interferometric Radar Echoes, edited, pp. 950-959, *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*.
- Zebker, H. A., and Y. Lu (1998), Phase unwrapping algorithms for radar interferometry: residue-cut, least-squares, and synthesis algorithms, *J. Opt. Soc. Am. A*, 15(3), 586-598.

7 ANNEXE

RESEARCH LETTER

10.1002/2014GL060956

Key Points:

- We use PS-InSAR method to detect volcanic deformation at Tungurahua volcano
- We measure large-scale and long-term inflation at Tungurahua volcano
- We model the deformation and estimate magma emplacement and inflation rate

Supporting Information:

- Readme
- Text S1
- Figure S2
- Figure S3
- Figure S4

Correspondence to:

J. Champenois,
johann.champenois@irsn.fr

Citation:

Champenois, J., V. Pinel, S. Baize, L. Audin, H. Jomard, A. Hooper, A. Alvarado, and H. Yepes (2014), Large-scale inflation of Tungurahua volcano (Ecuador) revealed by Persistent Scatterers SAR interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 5821–5828, doi:10.1002/2014GL060956.

Received 19 JUN 2016

Accepted 1 AUG 2014

Accepted article online 4 AUG 2014

Published online 20 AUG 2014

Large-scale inflation of Tungurahua volcano (Ecuador) revealed by Persistent Scatterers SAR interferometry

J. Champenois^{1,2}, V. Pinel², S. Baize¹, L. Audin², H. Jomard¹, A. Hooper³, A. Alvarado⁴, and H. Yepes^{2,4}

¹Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire, Fontenay-aux-Roses, France, ²Institut des Sciences de la Terre UMR 5275, Grenoble, France, ³COMET+, School of Earth and Environment, University of Leeds, Leeds, UK, ⁴Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador

Abstract The Tungurahua volcano, in Ecuador, has been experiencing a substantial activity period since 1999, with several eruptions, including those of 2006 and 2008. We use a persistent scatterers approach to analyze a time series of Envisat synthetic aperture radar (SAR) data over the period 2003–2009, to investigate surface deformation in the region of the volcano. We measure a continuous large-scale uplift with a maximum line of sight displacement rate of about 8 mm/yr, which is the first evidence of a sustained inflation in the Andes for an active volcano encompassing several eruptions. We model this signal as magma emplacement in a permanent storage zone at 11.5 km below sea level, with a net inflow rate of 7 million m³/yr. The paroxysmal eruptions in 2006 and 2008 did not seem to disrupt this long-term signal. However, we observe significant deformation during the 2006 eruption consistent with an additional intrusion of 4.5 million m³ of magma.

1. Introduction

Synthetic aperture radar interferometry (InSAR) can provide maps of surface displacements over large areas with an accuracy reaching a few mm/yr over tens of kilometers. As a remote technique, it does not require any specific field instrumentations and has early been identified as a valuable method to detect and follow surface deformations around volcanoes [Dzurisin, 2003; Hooper et al., 2012a]. The main limitations of this technique are due to spatiotemporal decorrelation and atmospheric perturbations to interferometric phase [Zebker and Villasenor, 1992], which makes the application of InSAR to andesitic stratocones challenging [Pinel et al., 2011]. However, the signal-to-noise ratio can be significantly increased by Multitemporal InSAR (MT-InSAR) techniques based on the processing of multiple synthetic aperture radar (SAR) acquisitions in time [Hooper et al., 2012b].

Allowing for regional studies, InSAR has been widely applied to the Andes volcanic arc. Pritchard and Simons [2002] first focused on the Central Andes and detected two uplifting areas around currently inactive volcanoes: Uturuncu (22.27°S, 67.22°W) and Lazufre (25.25°S, 68.49°W), where inflation has later been shown to last for more than 10 years [Froger et al., 2007; Sparks et al., 2008; Fournier et al., 2010; Fialko and Pearse, 2012; Henderson and Pritchard, 2013; Walter and Motagh, 2014]. At Uturuncu volcano, an uplift of around 1–2 cm/yr over 70 km was recorded from 1992 to 2011, which has been interpreted as being due to magma emplacement at 17 to 24 km depth at a rate of 10–29 million m³/yr [Sparks et al., 2008; Henderson and Pritchard, 2013]. Based on the observation of a ring of subsidence around the uplifting area, Fialko and Pearse [2012] propose that this signal of deformation could be produced by a diapir of magma rising from the Altiplano-Puna Magma Body, a large midcrustal melt zone. At Lazufre (also known as Lastarria-Cordon del Azufre volcanic complex), the uplift recorded since 1996 is around 2–3.5 cm/yr over 40 km and corresponds to a slightly shallower source (7–15 km) with a rate of magma emplacement of 14–17 million m³/yr [Froger et al., 2007; Henderson and Pritchard, 2013]. Such long-term inflating zones, which imply large storage of magma within the crust, have significant consequences in terms of risk assessment, with the linked question of the future evolution of these storage zones and the potential risk of a large silicic eruption [Sparks et al., 2008]. Using L-band data, Fournier et al. [2010] and Feigl et al. [2014] extended the application of InSAR to the Southern Andes and Northern Andes detecting uplift at several currently nonactive volcanoes, including Cordon Caulle and Laguna del Maule. Inflation was also observed, for at least 6 years, before the 2011 eruption of Cerro Hudson [Delgado et al., 2014]. Coeruptive subsidence was measured using L-band data at Galeras, Colombia [Parks et al., 2011]. Other deformation signals inferred at Andean volcanoes have

been based on a few ground measurements (tiltmeters, leveling, and GPS) [Ordóñez and Rey, 1997; Mothes et al., 2010].

In the Northern Andes, Ecuador encompasses one of the most active volcanic areas. With presently nine active volcanoes including three currently erupting (Reventador, Tungurahua, and Sangay), volcanic hazard assessment is a crucial issue in this country and the enhancement of volcano monitoring requires dense ground measurements. For the last 5 years, GPS networks have been deployed over the main hazardous volcanoes in Ecuador, but these pointwise measurements cannot provide spatially dense maps of ground deformation.

In this study, we use InSAR to dramatically increase the density of measurements around Tungurahua volcano, which is currently the most active volcano in Ecuador. Over the period 1992–2002, the ERS data available were sparse in time and affected by strong decorrelation over the Tungurahua [Stevens and Wadge, 2004]. Previous studies [Biggs et al., 2010; Fournier et al., 2010] based on Phased Array type L-band SAR images provided by the Advanced Land Observing Satellite (L-band) showed a rapid uplift of Tungurahua during the 2008 eruption and inferred a sill-like magmatic source located at shallow depth within the volcanic edifice. Their estimated volume for the sill of 1.2 million m³ was almost equivalent to the volume of magma erupted in February 2008. We present results from advanced synthetic aperture radar (ASAR) data provided by the Envisat satellite (C-band with a 5.6 cm wavelength) acquired between 2003 and 2009, covering the two major phases of the ongoing Tungurahua activity in 2006 and 2008. Moreover, we applied the Persistent Scatterers InSAR (PSI) technique in order to perform a proper time series analysis of ground deformation induced by magma intrusion during eruptive cycle. We then modeled the resulting signal using an analytical solution for a point pressure source [Mogi, 1958] and a numerical model.

2. Tungurahua Recent Eruptive Activity

Tungurahua volcano (reaching 5023 m above sea level) is an andesitic stratovolcano located in the Eastern Cordillera of Ecuador. This steep-sided edifice (12 km in diameter) is surrounded by two other potentially active volcanoes (Chimborazo and Puñalica) and numerous inactive volcanic edifices (Figure 1). Based on geologic studies, Tungurahua's eruptive rate has been estimated to be around 1.5 million m³/yr dense rock equivalent (DRE) of magma over the last 2300 years [Hall et al., 1999]. Tungurahua has had five main eruptive periods during historical time: 1640–1641, 1773–1777, 1886–1888, 1916–1918, and 1999 to present [Hall et al., 1999; Ruiz et al., 2006; Le Pennec et al., 2008]. After more than 80 years of repose, on 5 October 1999, Tungurahua began the current eruptive cycle, characterized by intermittent strombolian eruptions and punctuated by significant vulcanian to subplinian eruptions [Ruiz et al., 2006; Samaniego et al., 2011].

The volcanic edifice is monitored by a national seismic network, which has been operated by the Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional of Ecuador since 1993. Volcano-tectonic earthquakes recorded by this network have been used to produce a tomographic study of the upper 5 km of crust beneath the volcano, showing a shallow and vertical magma body which feeds the system [Molina et al., 2005]. In early April 2006, the Tungurahua Volcanological Observatory observed deep long-lasting seismic activity (5–15 km below the summit). The seismic activity dramatically increased until the beginning of July 2006 and peaked during the 14 July and 16–17 August eruptions (apps.igepn.edu.ec/cnd). The 2006 eruptions were characterized by highly explosive events associated with pyroclastic flows, affecting the western flank of the volcano [Samaniego et al., 2011], which caused about five to six fatalities and destroyed villages. The 14 July eruption was a moderate-size event, Volcanic Explosive Index (VEI) 2, with the emission of about 1 million m³ DRE, whereas the 16–17 August eruption reached VEI 3 with an eruptive column height around 16 km above the vent [Eychenne et al., 2012]. During this eruptive event, 30 Pyroclastic density currents with an estimated volume of 18.7 million m³ DRE [Hall et al., 2013] were emplaced together with a DRE volume of juvenile tephra of 7.7 million m³ [Eychenne et al., 2013]. The explosive phase was followed by lava flow with an estimated volume of 7 million m³ [Arellano et al., 2008; Hall et al., 2013]. The total volume of magma emitted during the August 2006 eruption is thus estimated to be 30 million m³ DRE. From October 2006 to the next paroxysmal eruptive phase in early 2008, the Tungurahua activity returned to an eruptive cycle similar to the 1999–2005 period. This last 2008 paroxysmal phase was characterized by the emission of a much lower quantity of magma of about 1.5 million m³ [Biggs et al., 2010] in comparison to the major 2006 event.

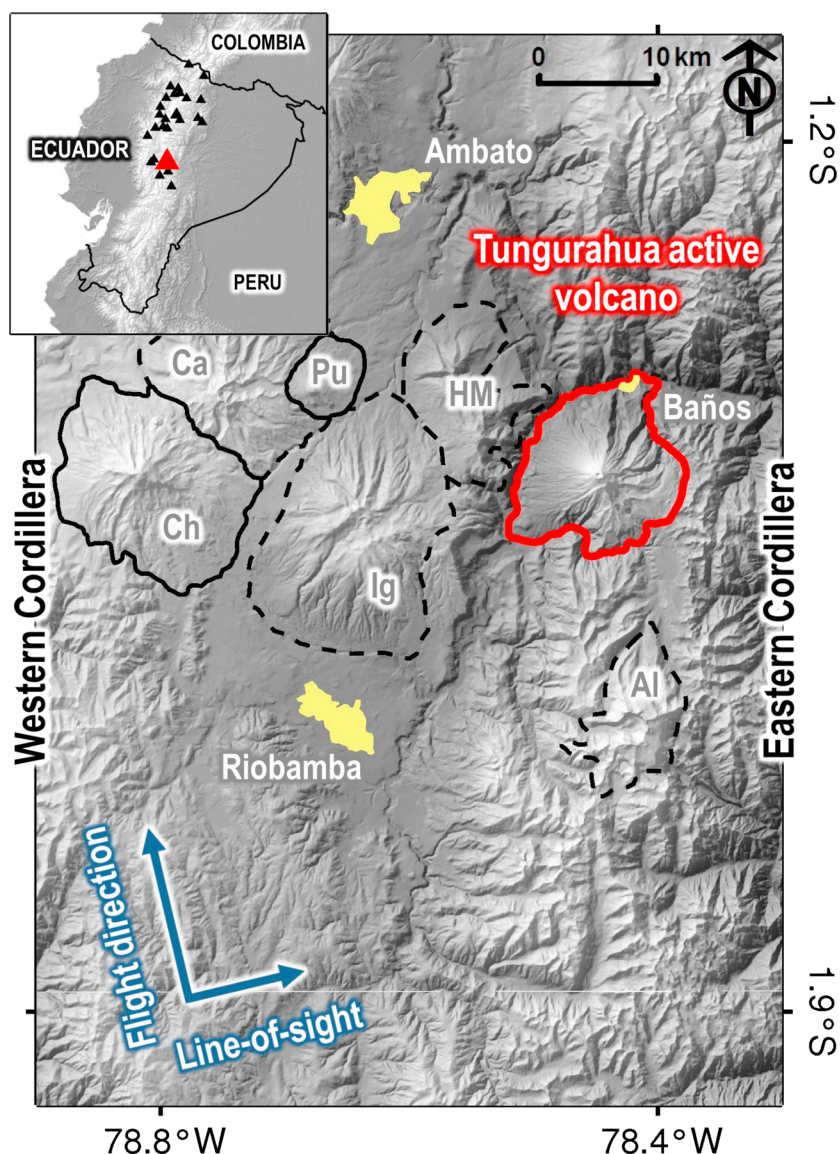


Figure 1. Shaded relief map of the volcanic zone surrounding the Tungurahua active volcano (red line). Black lines represent volcanoes with activity in the last thousand years (Ch: Chimborazo; Pu: Puñalica) while black dashed lines represent extinct volcanoes (Al: Cerro Altar; Ca: Carihuairazo; HM: Huisla and Mulmul; Ig: Iguayata). Yellow polygons indicate major urban areas. The blue arrows in the lower left corner show the ascending flight direction of the satellite and the look direction of the radar. Inset: Location map of the Tungurahua volcano in the Ecuadorian Andes.

3. InSAR Persistent Scatterers Measurements

3.1. Method and Data

The Stanford Method for Persistent Scatterers (StaMPS) developed by *Hooper et al.* [2007] was applied to 22 Envisat images acquired over the Tungurahua volcano between July 2003 and June 2009 (Text S1 in the supporting information for processing parameters). This PS (Persistent Scatterers) approach uses both information of amplitude dispersion [*Ferretti et al.*, 2001] and phase stability with time to select PS pixels. During the phase analysis, the probability for a pixel to be a PS is estimated and refined through a series of iterations. Starting from SAR raw data, 21 interferograms were calculated with 14 April 2006 as the common master image using ROI_PAC [*Rosen et al.*, 2004] and Doris software. Interferograms were flattened and georeferenced using the 90 m resolution Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) digital elevation model (DEM) [*Farr et al.*, 2007]. At the end of the StaMPS processing, a map of mean velocity along the radar line of sight (LOS velocity) is produced together with the displacement time series at each acquisition date for selected pixels.

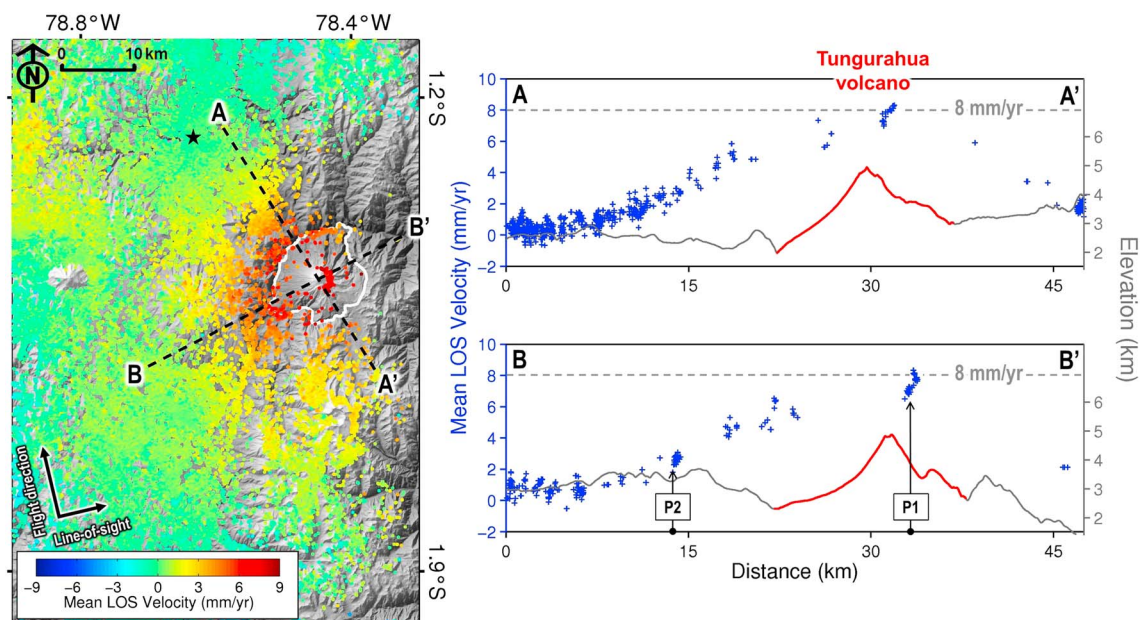


Figure 2. PS mean velocity map of Tungurahua volcano between July 2003 and June 2009 derived from Envisat SAR images. The velocities are relative to the mean LOS velocity of PS pixels of the reference area represented by the black star (Ambato city). The white line corresponds to the Tungurahua active volcano while black dashed lines indicate the location of the PS profiles. The black arrows in the lower left corner show the ascending flight direction of the satellite and the look direction of the radar (with a 23° look angle). The black dashed lines indicate the location of two PS profiles across the Tungurahua volcano superimposed on topographic profiles from the 90 m resolution SRTM digital elevation model where red lines show the Tungurahua topographic footprint. The black arrow on the lower right profile shows location of PS pixels used in Figure 3b.

3.2. Results

The mean LOS velocity map (Figure 2) for the period 2003–2009 was calculated for more than 190,000 PS pixels with a spatial density superior to 25 PS per km^2 . LOS velocities are given with respect to the reference area which is located in the city of Ambato (see Figure 1 for location). The PS distribution is not homogeneous across the obtained map, with two main distinct areas: (i) the eastern cordillera with a low PS density (~ 10 PS per km^2) due to tropical vegetation that leads to radar phase instability, and (ii) the remaining area with an impressive PS density (~ 42 PS per km^2) due to the presence of man-made structures and large rock outcrops. Uncertainties in the mean LOS velocities are estimated by the percentile bootstrap method [Efron and Tibshirani, 1986] and range from 0.3 mm/yr to 1.5 mm/yr (about 1.2 mm/yr in the area of the volcano, Figure S2). The very low standard deviations correspond to PS close to the reference area (Ambato city) and values increase with distance away from the reference due to increasing differences in the path delay through the atmosphere. Concerning the phase unwrapping, visible inspection of the wrapped phase (minus DEM error and master atmosphere) shows no jump in the unwrapped result, but we cannot categorically state that there is not a phase discontinuity surrounding the pixels on the eastern side.

The ground displacements clearly highlight a large circular pattern in the LOS velocity centered on the Tungurahua active volcanic complex. This pattern also includes surrounding areas, for instance, the eastern flank of the Iqualata volcano and the city of Baños. The total affected area covers a zone of 25 km radius around the Tungurahua volcano. In contrast, the rest of the studied area displays much lower rates of deformation, with LOS velocities ranging between -2 mm/yr and 2 mm/yr. The two PS profiles across the Tungurahua volcano (Figure 2) show a highly symmetrical pattern of deformation, with a maximum LOS velocity of about 8.2 mm/yr, near the summit of the volcano. Incidentally, few PS are located on the active volcanic edifice (~ 450 pixels) mostly due to the ash deposits and lava flows of the 14 July and 16–17 August 2006 eruptions, as mapped by Samaniego *et al.* [2011].

The time series of LOS displacement between July 2003 and June 2009 calculated from the PS phases is presented in Figure 3a. Even though uplift of Tungurahua is approximately constant with time, the time series of LOS displacement for selected pixels located on the eastern summit of Tungurahua and western flank of Iqualata (respectively, P1 and P2 in Figure 3b) indicates that deformation can be divided into three periods: (i) A steady uplift between 4 July 2003 and 10 March 2006, (ii) an increased uplift detected between

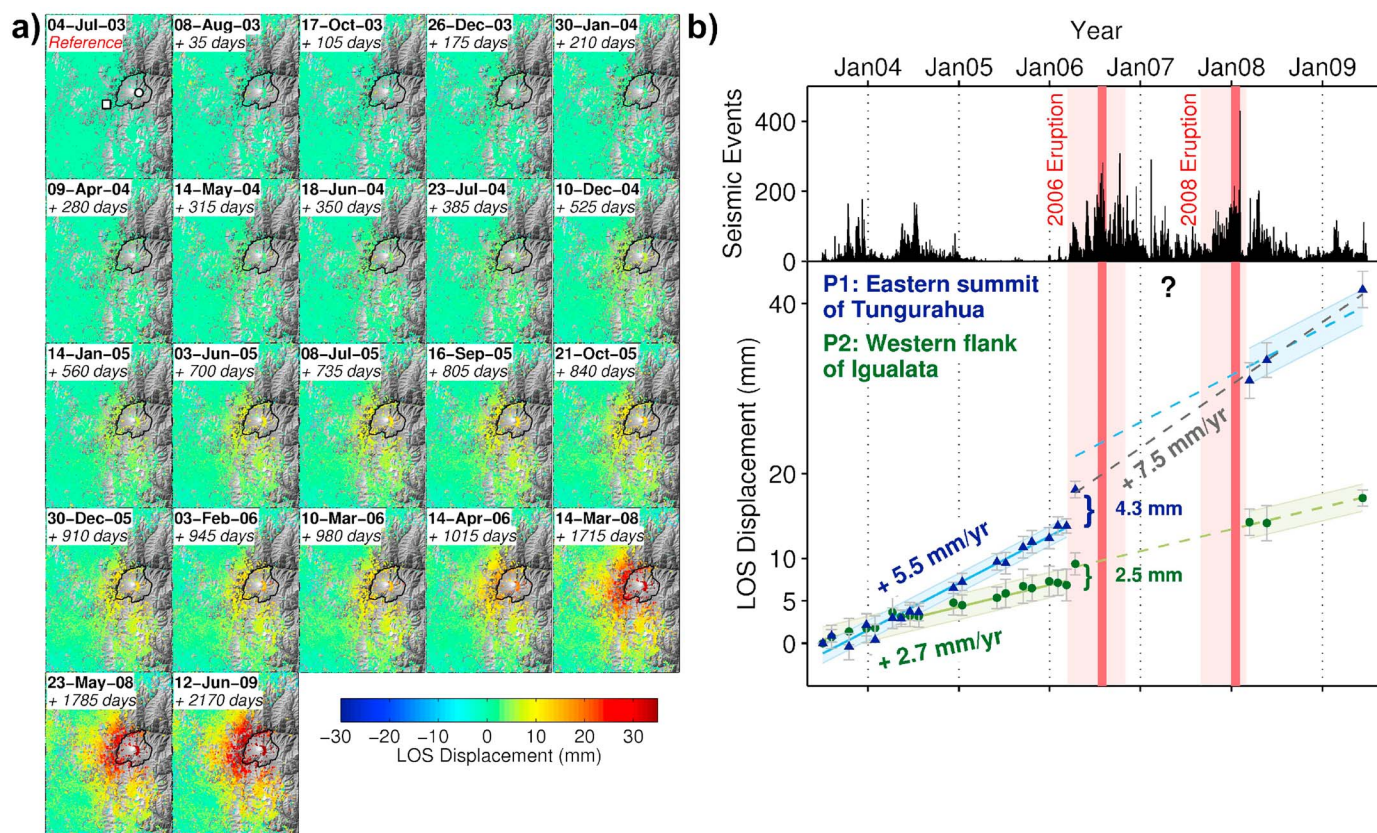


Figure 3. (a) The July 2003 to June 2009 time series of LOS displacement relative to the first image (in millimeters). White square and dot represent, respectively, P1 and P2 areas. (b) Average time series of LOS displacement of near- and far-field areas (see Figures 2 and 3a for exact location) associated to seismic activity (daily solutions from apps.igepn.edu.ec/cnd). The light red areas are for the high volcano-tectonic activity while dark red areas are for paroxysmal volcanic events associated to pyroclastic flows activity occurring during the study period. Blue and green lines represent the linear fits estimated for the long-term inflation while the grey line represents the near-field inflation rate after 2008.

10 March and 14 April 2006 (35 days), and (iii) a new steady period of uplift from March 2008 to June 2009, which appears to be similar or slightly larger than that experienced before the 2006 eruption. However, the latter is not well constrained, with only three measurements. Regarding P2, which is about 16 km to the west of the summit (far-field deformation), it is clear that the uplift rate is constant during the intereruptive periods (before March 2006 and after March 2008). On the other hand, the uplift rate of P1 after March 2008 is more questionable and two scenarios are possible: (i) the uplift rate is the same as before March 2006 and an additional uplift (+4.3 mm) occurs between April 2006 and March 2008 (blue curve in Figure 3b), and (ii) the uplift rate increases from 5.5 mm/yr to 7.5 mm/yr after the 2006 eruption (grey curve in Figure 3b). Note that these two scenarios fit equally well with the three last measurements available.

4. Deformation Source Modeling

To a first approximation, we considered the intereruptive inflation rate as constant, and modeled it using the classical analytical model derived by Mogi [1958] for a pressure point source in an elastic half-space. The best fitting model was obtained for a source at 1.47°S, 78.465°W located 14.5 km beneath the free surface, and characterized by a volume increase rate of 6.7 million m³/yr. The residual root-mean-square error (RMSE) is 0.80 mm/yr (Figure S3). In order to account for the topography around the volcano, we also performed an inversion using a numerical model with the SRTM DEM as an input for the surface elevation. The surface displacements induced by a spherical source have been calculated using the 3-D finite element commercial Software COMSOL. We used a 100 × 100 × 50 km box containing 100,000 elements with a refined mesh at the surface and around the spherical magma reservoir. A “roller” condition (no displacement perpendicular to the surface) was applied on the lateral side and bottom frontiers (using infinite elements in order to artificially increase the numerical box size). The upper boundary (i.e., the volcano flank) was considered as a free

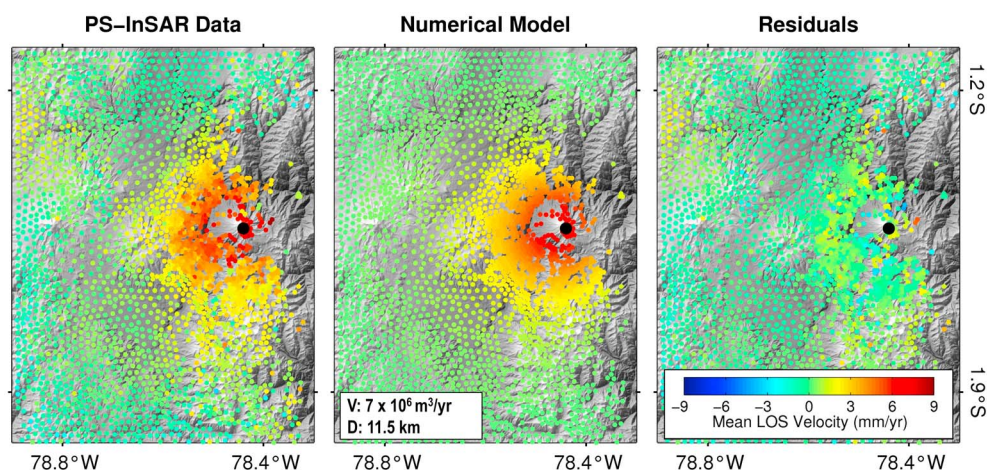


Figure 4. Mean LOS velocity at Tungurahua for the interruptive period (before March 2006 and after February 2008) from (left) ascending PSI data, (middle) numerical model, and (right) residuals between data and model. The model was generated numerically for a spherical pressure source located below the topographic surface provided by the SRTM DEM. The black dot represents the projected center of the sphere used in the model. Best fitting model parameters are presented in the white box: volumetric change of the sphere (V) and depth of the sphere below sea level (D).

limit. A uniform surface displacement corresponding to a given volume increase was applied to the boundary of a spherical magma reservoir characterized by its location (latitude, longitude) and depth below sea level. Surface displacements were calculated for 4429 points, projected into the line of sight direction, and then compared with PS measurements. The best fitting model was obtained for a source located slightly eastward in comparison to the Mogi solution (1.475°S , 78.44°W) and at 11.5 km below sea level, with a volume increase rate of 7 million m^3/yr (see Figure 4). The residual RMSE is 0.79 mm/yr (Figure S4).

5. Discussion and Conclusions

Such a large-scale (25 km in radius) and long-term (over 6 years) inflation, as we measure around the Tungurahua volcano, has not been observed before in Ecuador. This is also the first time that a long-term inflation signal has been observed in the Andes for a volcano marked by several eruptions. The time series of LOS displacements covers both interruptive and coeruptive periods of the volcanic cycle. The first interruptive period, before March 2006, is well constrained by 18 measurements and is characterized by a constant inflation rate. The second interruptive period, after March 2008, is less well constrained with only three measurements available. During this period, the far-field inflation rate is not affected by the eruptive periods while the near-field displacement appears less constant in time. However, the apparent change in the inflation rate is small enough, with respect to the measurement error, that it can be considered as constant during both interruptive periods (blue curve in Figure 3b). The consistent behavior in near and far field is then well explained by a single-storage zone. The interruptive constant inflation can be interpreted as being due to magma emplacement at 11.5 km depth below sea level with a mean intruded volume of about 7 million m^3/yr . The difference in RMSE between the analytical Mogi model and the numerical model is not significant, but the latter, taking into account the real topography, provides a more realistic estimation of the source depth. This model of a single-storage zone located at 11.5 km depth below sea level is in fairly good agreement with petrological data indicating an equilibration of the andesitic magma at 200 to 250 MPa corresponding to a depth of 7.5 to 9.5 km below the mean elevation of the area [Samaniago *et al.*, 2011]. However, if the inflation rate after 2008 in the near field is effectively slightly larger than before 2006 (grey curve in Figure 3b), the storage zone located at 11.5 km depth still explains most of the observed uplift but an additional storage zone is required at shallower level in order to explain a different temporal evolution in the near field and the far field. The presence of a shallow magma reservoir (around 5 km depth) and located on the same vertical path as a deeper midcrustal magma reservoir appears to be a common feature as it has been inferred at several other locations, including Montserrat, Fernandina, and Grimsvötn [Elsworth *et al.*, 2008; Foroozan *et al.*, 2010; Bagnardi and Amelung, 2012; Reverso *et al.*, 2014]. A withdrawal of the shallower reservoir by summit eruptions could induce an increase in its replenishment rate after these events and explain the inflation rate increase after the large 2006 eruption.

In addition to the long-term inflation rate, the time series of LOS displacement is marked by at least one significant offset in inflation, which occurred at the time of increased eruptive activity. This offset observed in both the far-field and near-field between March 2006 and April 2006 coincided with the deep long-period seismic activity monitored by the Tungurahua Volcanological Observatory. This offset in inflation together with the seismicity recorded can be interpreted as a larger-than-usual volume of magma migrating upward and inducing seismicity around the inferred storage zone between 10 and 15 km depth. Assuming a source depth similar to the one inferred for the intereruptive period, the volume of magma intruded would be around 4.5 million m³. This sudden increase of magma supply to the storage zone is consistent with the sudden magma input shown by petrological data just prior to the 2006 eruption [Samaniego *et al.*, 2011; Eychenne *et al.*, 2013]. A shallower zone would imply a smaller volume of stored magma, and there is evidence of magma emplacement at a much shallower depth within this period of time. Biggs *et al.* [2010] show 17.5 cm of uplift on the upper western flank between 26 December 2007 and 27 March 2008, which they modeled with a sill-like magmatic source located at shallow depth within the volcanic edifice. Unfortunately, no PS pixels are identified over this part of the volcano to corroborate these previous results, presumably due to decorrelation caused by eruptive deposits [Kelfoun *et al.*, 2009; Samaniego *et al.*, 2011].

The mean rate of magma supply at depth obtained in this study is 4 times higher than the geologic estimation for eruptive deposits from Hall *et al.* [1999], which is about 1.5 million m³/yr DRE. Integrating our estimated magma supply rate over the 6 year window of observations, and adding the additional amount of magma inflow that occurred just before the 2006 eruption, we obtain an intrusive volume of magma around 46.5 million m³. We should also add the intrusive volume emplaced at shallow level, which is not constrained by our data set but has been estimated at 1.2 million m³ during the 2008 eruption by Biggs *et al.* [2010]. The total intrusive volume is therefore slightly larger than the erupted volume of magma over the same time period (around 30 million m³). It would suggest that the Tungurahua volcanic plumbing system and edifice grow by intrusion of magma at depth together with emplacement of eruptive products at the surface, both mechanisms accounting approximately for the same amount with a slightly larger part for intrusive growth. However, the intrusive rate might be underestimated due to magma compressibility [Rivalta and Segall, 2008] as suggested by the SO₂ emission measurements showing a larger amount of degassed magma than the erupted volume by 2 orders of magnitude [Arellano *et al.*, 2008]. Our study adds a further constraint on the intrusive/extrusive ratio at andesitic volcanoes, which was estimated, with large uncertainties, to be between 1 and 6 in the Andes, based on field observations of plutonic and volcanic provinces [Crisp, 1984]. However, a 6 year time window is short, and longer series of SAR observations would provide improved constraints on internal/external volcanic edifice growth. Another important inference of the almost constant deformation rate observed is that the deep magma supply rate is not significantly influenced by the eruptive activity; the volume of magma stored at depth is not modified by eruption or intrusion of magma at very shallow levels, supporting the idea that the magma erupted is compensated at depth by an acceleration of magma input. To our knowledge, this is the first example of constant net inflow of magma at depth below a currently active andesitic stratovolcano; other examples of long-term magma emplacement in the Andes occurring at volcanoes (Lazufre and Uturuncu). It raises question of the potential evolution of this large volume of magma and its ability to feed eruptions of larger volume in the future. The integration of ground-based measurements would also be helpful in adding further information, particularly on the volcanic edifice.

Our InSAR results provide a high-density map of measurements, enabling us to constrain the magma plumbing system. In this study, our interpretation is somewhat limited by the temporal sampling after 2008. However, the launch of a new generation of SAR missions, such as Sentinel-1 (European Space Agency), will hugely improve the temporal sampling of SAR images acquired over active volcanoes, leading to a better understanding of their eruptive cycle.

Acknowledgments

The Envisat ASAR data were provided by European Space Agency through category-1 project 13248. This research was supported by French Centre National d'Etudes Spatiales (CNES). ISTerre is part of Labex OSUG@2020 (ANR10 LABX56). We thank two anonymous reviewers for their suggestions that significantly improved our manuscript as well as J.-L. Le Pennec for fruitful discussions.

The Editor thanks Pablo Samaniego and Juliet Biggs for their assistance in evaluating this paper.

References

- Arellano, S., M. Hall, P. Samaniego, J.-L. Le Pennec, A. Ruiz, I. Molina, and H. Yepes (2008), Degassing patterns of Tungurahua volcano (Ecuador) during the 1999–2006 eruptive period, inferred from remote spectroscopic measurements of SO₂ emissions, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *176*(1), 151–162, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.07.007.
- Bagnardi, M., and F. Amelung (2012), Space-geodetic evidence for multiple magma reservoirs and subvolcanic lateral intrusions at Fernandina Volcano, Galapagos Islands, *J. Geophys. Res.*, *117*, B10406, doi:10.1029/2012JB009465.
- Biggs, J., P. Mothes, M. Ruiz, F. Amelung, T. H. Dixon, S. Baker, and S. H. Hong (2010), Stratovolcano growth by co-eruptive intrusion: The 2008 eruption of Tungurahua Ecuador, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L21302, doi:10.1029/2010GL044942.
- Crisp, J. A. (1984), Rates of magma emplacement and volcanic output, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *20*(3–4), 177–211.

- Delgado, F., M. Pritchard, R. Lohman, and J. Naranjo (2014), The 2011 Hudson volcano eruption (Southern Andes, Xhile): Pre-eruptive inflation and hotspots observed with InSAR and thermal imagery, *Bull. Volcanol.*, *76*(5), 1–19.
- Dzurisin, D. (2003), A comprehensive approach to monitoring volcano deformation as a window on the eruption cycle, *Rev. Geophys.*, *41*(2), 1009, doi:10.1029/2003RG000134.
- Efron, B., and R. Tibshirani (1986), Bootstrap methods for standard errors, confidence intervals, and other measures of statistical accuracy, *Stat. Sci.*, *1*, 54–75.
- Elsworth, D., G. Mattioli, J. Taron, B. Voight, and R. Herd (2008), Implications of magma transfer between multiple reservoirs on eruption cycling, *Science*, *322*, 246–248.
- Eychenne, J., J.-L. Pennec, L. Troncoso, M. Gouhier, and J.-M. Nedelec (2012), Causes and consequences of bimodal grain-size distribution of tephra fall deposited during the August 2006 Tungurahua eruption (Ecuador), *Bull. Volcanol.*, *74*(1), 187–205.
- Eychenne, J., J.-L. Le Pennec, P. Ramón, and H. Yepes (2013), Dynamics of explosive paroxysms at open-vent andesitic systems: High-resolution mass distribution analyses of the 2006 Tungurahua fall deposit (Ecuador), *Earth Planet. Sci. Lett.*, *361*, 343–355.
- Farr, T. G., et al. (2007), The shuttle radar topography mission, *Rev. Geophys.*, *45*, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.
- Feigl, K. L., H. Le Mével, S. Tabrez Ali, L. Córdova, N. L. Andersen, C. DeMets, and B. S. Singer (2014), Rapid uplift in Laguna del Maule volcanic field of the Andean Southern Volcanic zone (Chile) 2007–2012, *Geophys. J. Int.*, *196*(2), 885–901.
- Ferretti, A., C. Prati, and F. Rocca (2001), Permanent scatterers in SAR interferometry, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *39*(1), 8–20.
- Fialko, Y., and J. Pearse (2012), Sombrero uplift above the Altiplano-Puna magma body: Evidence of a ballooning mid-crustal diapir, *Science*, *338*(6104), 250–252, doi:10.1126/science.1226358.
- Foroozan, R., D. Elsworth, B. Voight, and G. S. Mattioli (2010), Dual reservoir structure at Soufrière Hills Volcano inferred from continuous GPS observations and heterogeneous elastic modeling, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L00E12, doi:10.1029/2010GL042511.
- Fournier, T. J., M. E. Pritchard, and S. N. Riddick (2010), Duration, magnitude, and frequency of subaerial volcano deformation events: New results from Latin America using InSAR and a global synthesis, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *11*, Q01003, doi:10.1029/2009GC002558.
- Froger, J. L., D. Remy, S. Bonvalot, and D. Legrand (2007), Two scales of inflation at Lastarria-Cordon del Azufre volcanic complex, central Andes, revealed from ASAR-ENVISAT interferometric data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *255*(1–2), 148–163.
- Hall, M. L., A. L. Steele, P. A. Mothes, and M. C. Ruiz (2013), Pyroclastic density currents (PDC) of the 16–17 August 2006 eruptions of Tungurahua volcano, Ecuador: Geophysical registry and characteristics, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *265*, 78–93.
- Hall, M. L., C. Robin, B. Beate, P. Mothes, and M. Monzier (1999), Tungurahua Volcano, Ecuador: Structure, eruptive history and hazards, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *91*(1), 1–21.
- Henderson, S. T., and M. E. Pritchard (2013), Decadal volcanic deformation in the Central Andes Volcanic Zone revealed by InSAR time series, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *14*, 1358–1374, doi:10.1002/ggge.20074.
- Hooper, A., P. Segall, and H. Zebker (2007), Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, galápagos, *J. Geophys. Res.*, *112*, B07407, doi:10.1029/2006JB004763.
- Hooper, A., F. Prata, and F. Sigmundsson (2012a), Remote sensing of volcanic hazards and their precursors, *Proc. IEEE*, *100*(10), 2908–2930.
- Hooper, A., D. Bekaert, K. Spaans, and M. Arikan (2012b), Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation, *Tectonophysics*, *514–517*, 1–13.
- Kelfoun, K., P. Samaniego, P. Palacios, and D. Barba (2009), Testing the suitability of frictional behaviour for pyroclastic flow simulation by comparison with a well-constrained eruption at Tungurahua volcano (Ecuador), *Bull. Volcanol.*, *71*(9), 1057–1075.
- Le Pennec, J. L., D. Jaya, P. Samaniego, P. Ramón, S. Moreno Yáñez, J. Egred, and J. van der Plicht (2008), The AD 1300–1700 eruptive periods at Tungurahua volcano, Ecuador, revealed by historical narratives, stratigraphy and radiocarbon dating, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *176*(1), 70–81.
- Mogi, K. (1958), Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, *36*(2), 99–134.
- Molina, I., H. Kumagai, J.-L. Le Pennec, and M. Hall (2005), Three-dimensional P-wave velocity structure of Tungurahua Volcano, Ecuador, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *147*(1–2), 144–156.
- Mothes, P. A., M. Lisowski, M. C. Ruiz, A. Ruiz, and P. B. Palacios Palacios (2010), Borehole tiltmeter and CGPS response to VLP seismic events under Cotopaxi volcano, Ecuador, Abstract G23C-0848 presented at 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 13–17 Dec.
- Ordóñez, V. M. I., and G. C. A. Rey (1997), Deformation associated with the extrusion of a dome at Galeras volcano, Colombia, 1990–1991, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *77*(1–4), 115–120.
- Parks, M. M., J. Biggs, T. A. Mather, D. M. Pyle, F. Amelung, M. L. Monsalve, and L. N. Medina (2011), Co-eruptive subsidence at Galeras identified during an InSAR survey of Colombian volcanoes (2006–2009), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *202*(3–4), 228–240.
- Pinel, V., A. Hooper, S. De la Cruz-Reyna, G. Reyes-Davila, M.-P. Doin, and P. Bascou (2011), The challenging retrieval of the displacement field from InSAR data for andesitic stratovolcanoes: Case study of Popocatepetl and Colima Volcano, Mexico, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *200*, 49–61, doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.12.002.
- Pritchard, M. E., and M. Simons (2002), A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes, *Nature*, *418*, 167–171.
- Reverso, T., J. Vandemeulebroeck, F. Jouanne, V. Pinel, T. Villemin, E. Sturkell, and P. Bascou (2014), A two-magma chamber model as a source of deformation at Grí-msvötn Volcano, Iceland, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *119*, 4666–4683, doi:10.1002/2013JB010569.
- Rivalta, E., and P. Segall (2008), Magma compressibility and the missing source for some dike intrusions, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L04306, doi:10.1029/2007GL032521.
- Rosen, P. A., S. Henley, G. Peltzer, and M. Simons (2004), Updated repeat orbit interferometry package released, *Eos Trans. AGU*, *85*(5), 47, doi:10.1029/2004EO050004.
- Ruiz, M., J. Lees, and J. Johnson (2006), Source constraints of Tungurahua volcano explosion events, *Bull. Volcanol.*, *68*(5), 480–490.
- Samaniego, P., J.-L. Le Pennec, C. Robin, and S. Hidalgo (2011), Petrological analysis of the pre-eruptive magmatic process prior to the 2006 explosive eruptions at Tungurahua volcano (Ecuador), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *199*(1–2), 69–84.
- Sparks, R. S. J., C. B. Folkes, M. C. Humphreys, D. N. Barford, J. Clavero, M. C. Sunagua, S. R. McNutt, and M. E. Pritchard (2008), Uturuncu volcano, Bolivia: Volcanic unrest due to mid-crustal magma intrusion, *Am. J. Sci.*, *308*(6), 727–769.
- Stevens, N. F., and G. Wadge (2004), Towards operational repeat-pass SAR interferometry at active volcanoes, *Nat. Hazard*, *33*(1), 47–76.
- Walter, T. R., and M. Motagh (2014), Deflation and inflation of a large magma body beneath Uturuncu volcano, Bolivia? Insights from InSAR data, surface lineaments and stress modelling, *Geophys. J. Int.*, doi:10.1093/gji/ggu080.
- Zebker, H., and J. Villasenor (1992), Decorrelation in interferometric radar echoes, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *30*, 950–959.