



HAL
open science

Vers un suivi continu des faibles déplacements de surface par interférométrie radar : étude du comportement asismique le long de la faille nord anatolienne

Angélique Benoit

► To cite this version:

Angélique Benoit. Vers un suivi continu des faibles déplacements de surface par interférométrie radar : étude du comportement asismique le long de la faille nord anatolienne. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Paris sciences et lettres, 2020. Français. NNT : 2020UPSLE026 . tel-03464685v2

HAL Id: tel-03464685

<https://theses.hal.science/tel-03464685v2>

Submitted on 3 Dec 2021

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.



THÈSE DE DOCTORAT

DE L'UNIVERSITÉ PSL

Préparée à L'École Normale Supérieure de Paris

**Vers un suivi continu des faibles déplacements de surface
par interférométrie radar : étude du comportement
asismique le long de la faille Nord Anatolienne.**

Soutenue par

Angélique BENOIT

Le 6 Février 2020

Ecole doctorale n°560

**Sciences de la Terre et de
l'Environnement et
Physique de l'Univers**

Spécialité

**Sciences de la Terre et de
l'Environnement**

Composition du jury :

Rodolphe, CATTIN Professeur, Université de Montpellier	<i>Président</i>
Juliet, BIGGS Professor, University of Bristol	<i>Rapporteur</i>
Rowena, LOHMAN Associate professor, Cornell University	<i>Rapporteur</i>
Gabriel, DUCRET Ingénieur de recherche, IFPEN	<i>Examinateur</i>
Christophe, VIGNY Directeur de recherche, ENS	<i>Examinateur</i>
Béatrice, PINEL-PUYSSÉGUR Ingénieur de recherche, CEA	<i>Co-encadrante de thèse</i>
Romain, JOLIVET Maître de conférence, ENS	<i>Directeur de thèse</i>

PSL Research University

Thèse de doctorat

présentée par

Angélique Benoit

pour l'obtention du titre de Docteur de

l'Ecole Normale Supérieure

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Environnement

Vers un suivi continu des faibles déplacements de surface par interférométrie radar : étude du comportement asismique le long de la faille Nord Anatolienne.

Thèse soutenue le 6 février 2020 à l'ENS devant le jury composé de :

Romain JOLIVET	Directeur de thèse
Béatrice PINEL-PUYSSÉGUR	Co-encadrante de thèse
Rodolphe CATTIN	Président
Rowena LOHMAN	Rapporteur
Juliet BIGGS	Rapporteur
Gabriel DUCRET	Examineur
Christophe VIGNY	Examineur

Thèse de doctorat préparée au Laboratoire de Géologie, département
Géosciences, de l'Ecole Normale Supérieure

Remerciements

Avant toute chose, je tiens à remercier par ces quelques lignes toutes les personnes qui ont pu contribuer, de près ou de loin, à cette thèse. Car en effet, ce n'est en aucun cas le fruit du hasard, mais parfois plutôt la chance, qui m'a amenée là où je suis, afin de réaliser des travaux de doctorat. Je tiens dès à présent à m'excuser si j'ometts certaines personnes, mais tiens à leur dire que je n'oublierai jamais l'aide ou les conseils qu'elles m'ont fourni.

Tout d'abord, il me tient à cœur de remercier l'une des personnes qui compte le plus pour moi, et sans qui je ne me serai sans doute jamais lancée dans une carrière en Géosciences, et encore moins en doctorat, mon père. Je me souviendrai toujours de nos sorties sur le terrain, lorsque j'étais haute comme trois pommes, à quatre pattes dans les champs, le nez à farfouiller à la recherche (en toute légalité bien sûr) de mobilier néolithique et (surtout) de fossiles et autres minéraux. Ou bien encore nos excursions dans le Jura, accrochés l'un à l'autre par des cordes afin de gravir des sentiers escarpés, à la recherche de roches plissées. C'est cet amour du terrain qui m'a propulsée il y a maintenant 8 ans sur les bancs de la faculté, afin d'apprendre et d'enrichir mes connaissances sur les Sciences de la Terre au sens large.

Je tiens également à remercier du fond du cœur deux professeurs, qui m'ont permis de suivre un parcours que je n'aurai jamais cru possible. Tout d'abord, Amélie Quiquerez, qui fût mon mentor alors que je n'étais qu'une élève très discrète à l'Université de Bourgogne, me donnant suffisamment de confiance en moi pour que je postule au master Risques Naturels à Montpellier. J'y ai d'ailleurs passé les plus belles années de ma vie, bercée par le rythme méditerranéen, suivant des cours tous plus intéressants les uns que les autres, et surtout affirmant mon goût pour le terrain. Puis je ne remercierai jamais assez Rodolphe Cattin, dont la présence dans mon jury de thèse me touche énormément, puisque c'est grâce à lui que j'ai pu me sentir assez forte pour intégrer l'ENS (pour moi, l'une des plus grandes Ecoles de France, si ce n'est l'élite).

Il me tient à cœur, maintenant, de remercier mon directeur de thèse, Romain Jolivet. Avant tout parce qu'il a su me faire confiance. En effet, je ne connaissais ni ce qu'était l'InSAR, ni coder. Et pourtant ! Romain a su croire en moi, en m'offrant la possibilité de défendre cette thèse devant l'Ecole Doctorale. Grâce à lui, les trois ans de thèse qui ont suivis m'ont permis, certes, de travailler sur un sujet passionnant (je laisserai d'ailleurs le lecteur en juger par la suite), mais aussi d'en apprendre plus sur moi, de mieux me connaître, et de grandir. Je n'oublierai jamais nos premières heures à travailler ensemble, en Turquie, installant certaines stations GPS dans des mosquées (au passage l'un des plus beaux pays que j'ai pu visiter). Ni d'ailleurs la fois où tu as fait disjoncter tout un petit village turc. Epique ! Durant ces trois années, tu as été pour moi un mentor, un exemple à suivre, une personne sur qui compter lorsque cela ne va pas. Alors pour ces trois ans passés à tes côtés,

à échanger et discuter InSAR et glissements lents, je te remercie.

De la même façon, je tiens à remercier énormément ma co-encadrante, Béatrice Pinel-Puysségur. Même si l'on n'a pas partagé ces trois années entières, notre rencontre en milieu de thèse a été pour moi une révélation. Tu m'as permis de découvrir une autre facette de la recherche, celle du traitement de l'image. Par la suite, nos journées entières à travailler sur l'élaboration d'un logiciel de correction d'erreurs de déroulement ont été laborieuses et éreintantes (les lignes de code ne nous ont pas épargnées), mais quelle satisfaction au final! Alors pour tous ces moments et tous tes conseils, un grand merci.

Je voudrais également remercier toutes les personnes que j'ai côtoyées au cours de ces trois années. Tout d'abord l'équipe InSAR, notamment Manon, Jorge et Sylvain, qui m'ont soutenue tout au long de cette thèse. Puis Cécile et Sylvain, pour la relecture de mon manuscrit lors des derniers instants. Sans oublier Jérôme, mon co-bureau pendant ces trois ans. Je n'oublierai d'ailleurs jamais nos parties de mini ping-pong endiablées sur le caisson de bureau, ou encore nos tirs au mini panier de basket. Car oui, un doctorant à l'ENS est studieux, mais cela n'empêche pas de relâcher la pression, ô combien importante, quelques instants.

Je tiens à remercier vivement les membres de mon jury de thèse, Rowena Lohman, Juliet Biggs, Rodolphe Cattin, Gabriel Ducret et Christophe Vigny. Je suis sincèrement très touchée et honorée de leur présence, qui pour moi, veut dire beaucoup.

Enfin, je souhaite remercier la personne qui compte le plus pour moi, ma maman. Car avant tout, sans elle, rien de tout cela ne serait arrivé. Depuis ma naissance, ma maman a tout fait pour moi, pour que tout se passe bien. Croyant en moi même lorsque moi-même je n'y croyais plus. N'ayant jamais aucun doute quant à mes projets, même les plus farfelus. Sa présence à mes côtés, rassurante, m'a permis de devenir la personne sûre d'elle que je suis aujourd'hui. Toujours là pour moi, dans les bons moments comme dans les mauvais. Pour tout cela, je n'aurais pas les mots suffisants afin d'exprimer le bonheur que je ressens d'être à tes côtés. Alors même si je ne te le dit jamais maman, merci pour tout.

“L’important, ce n’est pas la destination, c’est le voyage.”

— Robert Louis Stevenson.

Table des matières

1	État de l'art : l'interférométrie radar	15
1.1	La naissance et le développement de l'InSAR	16
1.1.1	Historique	16
1.1.2	Le radar à la conquête de l'espace	19
1.1.3	Les premières grandes réalisations	20
1.2	Radar à synthèse d'ouverture (RSO ou SAR)	21
1.2.1	Les ondes électromagnétiques	21
1.2.2	Résolution d'une image radar et synthèse d'ouverture	22
1.2.3	Méthodes d'acquisition	26
1.3	Présentation des satellites utilisés	29
1.3.1	ALOS	30
1.3.2	Sentinel-1A et Sentinel-1B	31
1.3.3	Tableau comparatif	34
1.4	Traitement interférométrique	34
1.4.1	Des images SAR à l'interférogramme	35
1.4.2	Cohérence interférométrique	38
1.4.3	Coregistration de deux images SAR	41
1.4.4	Déroulement de la phase	44
1.4.4.1	Principe de base	44
1.4.4.2	Méthode des résidus (Branch-Cut)	45
1.4.4.3	Méthode de Minimum Cost Flow (MCF)	46
1.4.4.4	Méthodes des moindres carrés	48
1.4.4.5	Méthode de déroulement en 3D	49
1.4.5	La phase interférométrique	50
1.5	Méthodes de correction du signal interférométrique	51
1.5.1	Correction de la contribution orbitale	51
1.5.2	Correction de la contribution topographique	53
1.5.3	Réduction du bruit	54
1.5.3.1	Multi-looking	54
1.5.3.2	Filtrage adaptatif	55
1.5.4	Correction de la contribution atmosphérique	56
1.5.4.1	Origine des délais	56
1.5.4.2	Délais troposphériques	58
1.5.4.3	Délais ionosphériques	60
1.5.5	Correction des erreurs de déroulement	63
1.5.6	Bilan	65
1.6	Intérêts et limites de l'InSAR	67
1.7	Analyses en séries temporelles	69
1.7.1	Principe	70

1.7.2	Méthodes dites à petites lignes de base (SBAS)	72
1.7.3	Méthodes des réflecteurs permanents (PS)	74
1.7.4	Bilan	76
2	ERA-5, meilleur modèle atmosphérique pour l'InSAR	79
2.1	Introduction	81
2.2	Computing tropospheric delays from GAMS	83
2.3	ECMWF datasets	84
2.3.1	ERA-Interim	85
2.3.2	ERA-5	85
2.3.3	HRES	86
2.3.4	Inter-model variability of atmospheric variables	86
2.4	Qualitative comparison of ERA-Interim, ERA-5 and HRES atmospheric corrections	91
2.5	Quantitative comparison of ERA-Interim, ERA-5 and HRES atmospheric corrections	92
2.6	Spatial variations of the quality of ERA-5 corrections	96
2.7	A quantitative assesment of the quality of ERA-5 uncertainty products	98
2.7.1	Uncertainty map computed from the 10 ensemble members of ERA-5	98
2.7.2	Temporal variations of ERA-5 uncertainties	100
2.7.3	Spatial variations of ERA-5 uncertainties	102
2.8	Contribution of the spatio-temporal resolution of ERA-5	102
2.9	Conclusion	104
3	Algorithme de correction automatique d'erreurs de déroulement appliqué aux grands réseaux interférométriques	105
3.1	Introduction	107
3.2	Method	109
3.2.1	Automatic identification of unwrapping errors	111
3.2.2	Step 1 : flux method selection	112
3.2.3	Step 2 : mean closure method selection	113
3.3	Case studies	114
3.3.1	Application to Envisat dataset in Lebanon	114
3.3.2	Application to Sentinel-1 dataset in Central Turkey	115
3.3.3	Performances of the algorithm and time series analysis	117
3.4	Limits and development	121
3.5	Conclusion	121
4	Étude du comportement asismique du segment central de la faille Nord Anatolienne	123
4.1	Introduction	124
4.2	Mean velocity fields	129
4.3	Lateral variations of aseismic slip	132

4.4	Temporal evolution of aseismic slip	140
4.5	Detection of slow slip events	141
4.6	Discussion	145
5	Conclusions and perspectives	149
5.1	General conclusions	149
5.2	Local perspectives	151
5.3	Global perspectives	151
	Bibliographie	163

This work received funding from the European Research Council (ERC) under the European Union's Horizon 2020 research and innovation program (Geo-4D project, grant agreement 758210)

Résumé :

La faille Nord Anatolienne, qui traverse le nord de la Turquie d'ouest en est sur plus de 1000 km, est l'une des plus grandes failles actives du globe terrestre. La quasi totalité de cette faille a rompu au cours du 20^e siècle, via la nucléation et la propagation d'est en ouest de plus d'une dizaine de séismes majeurs (M7+). Si cette faille est connue en raison de sa forte sismicité, elle exhibe d'autre part un comportement asismique, notamment dans sa partie centrale, où elle glisse de façon continue à une vitesse estimée aux alentours de 2.5 cm/an. Toutefois, l'étude de données géodésiques récentes et de creepmeters tend à démontrer que ce glissement asismique n'est pas constant dans le temps mais épisodique, où une partie voire la totalité du glissement sur le plan de faille s'opère grâce à des événements transitoires (séismes lents), autrement dit à des déplacements de l'ordre du millimètre, d'une durée allant de quelques jours à plusieurs mois. Ces observations viennent alors révoquer le modèle physique pré-établi de cette faille.

Nous analysons par interférométrie radar à synthèse d'ouverture les variations spatiales et temporelles de la déformation intersismique s'opérant au niveau du segment central de la faille Nord Anatolienne, une zone s'étendant sur environ 300 km, couvrant la rupture ayant eu lieu en 1944. Pour cela, nous quantifions chaque séisme lent détecté le long de cette portion de faille, à savoir leur durée (i.e. magnitude) et leur emprise spatiale.

Dans un premier temps, nous réduisons les erreurs associées aux mesures InSAR, notamment celles attribuées aux effets atmosphériques et au processus de déroulement de la phase interférométrique. Pour cela, nous calculons 333 interférogrammes à partir des données SAR de la track ascendante couvrant la région d'étude, acquises par les satellites Sentinel-1 pendant la période 2014-2018. Nous comparons les performances de trois modèles météorologiques, HRES, ERA-Interim et ERA-5, et démontrons que les meilleures corrections atmosphériques sont apportées par le modèle ERA-5, une réanalyse de données météorologiques délivrée par ECMWF. Ensuite, nous développons un logiciel innovant appelé CorPhU, qui nous permet de corriger automatiquement les erreurs de déroulement en s'intéressant à la fermeture de phase d'un triplet d'interférogrammes. Grâce à ce procédé simple et rapide, nous montrons que la totalité de ces erreurs sont corrigées automatiquement de l'ensemble de notre réseau interférométrique. Par ailleurs, nous traitons trois tracks ascendantes acquises par le satellite ALOS durant la période 2007-2011, couvrant cette même zone, et corrigeons les interférogrammes obtenus des délais ionosphériques grâce à une méthode de "split-range spectrum".

Nous utilisons ensuite une approche dite en "Small Baseline" pour réaliser une analyse en séries temporelles des interférogrammes corrigés pour chacune des tracks. Les cartes de vitesse moyenne de déformation dans la ligne de visée du satellite ainsi obtenues sont en accord avec un mouvement dextre au travers de la faille et montrent à la fois des variations temporelles et des variations latérales du gradient de vitesse

dans la zone de faille. En effet, le glissement se localise principalement à une section de la faille de 100 km, située aux environs de la ville d'Ismetpasa, et sa vitesse décroît dans le temps, passant de 2 cm/an entre les années 2007 et 2011, à moins de 1 cm/an de 2014 à 2018.

Ensuite, nous cherchons à caractériser le mode de glissement de cette portion de la faille en recherchant visuellement d'éventuels évènements de glissement aismique dans les séries temporelles. Nous identifions au moins trois séismes lents à partir des données Sentinel-1. Nous caractérisons ces évènements en termes d'extension latérale le long de la faille, de durée et de quantité de déplacement associé. Enfin, nous ouvrons la discussion sur l'étude de ces séismes lents en rapport avec l'aléa sismique associé.

Mots clés : Géodésie spatiale, déformation, séismes lents, failles actives, InSAR, corrections atmosphériques, erreurs de déroulement, faille Nord Anatolienne.

Abstract :

The North Anatolian fault, which cuts across the northern part of Turkey from west to east over more than 1000 km, is one of the largest active faults on earth. During the 20th century, almost the entire length of this fault ruptured during the westward propagation of more than a dozen major earthquakes (M7+). If this fault is known for its active seismicity, it exhibits on the other hand an aseismic behavior, especially in its central segment, where it slips continuously at a rate of about 2.5 cm/yr. However, the study of recent geodetic data and creepmeters suggests that aseismic slip is episodic rather than steady in time, where slip on the fault is thought to occur within days to month-long slip episodes (slow slip events), hence calling for a new assessment of the physics of fault slip along this segment.

Thanks to synthetic aperture radar interferometry, we analyze the spatial and temporal variations of interseismic deformation occurring along the central segment of the North Anatolian fault, a 300 km-long section covering the segments that ruptured during the last M7.3 earthquake in 1944. To do so, we detect and characterize each slow slip event detected along this segment.

First, we develop tools to mitigate sources of noise in InSAR, such as those associated to atmospheric effects and to phase unwrapping. We generate 333 interferograms from SAR data of the ascending track covering the study area, acquired by the Sentinel-1 satellites during the period from 2014 to 2018. We compare the performances of three atmospheric models, HRES, ERA-Interim and ERA-5, and demonstrate that the best atmospheric corrections are performed with ERA-5 model, a reanalysis of meteorological data delivered by ECMWF. Then, we develop an innovative algorithm called CorPhU, which allows us to automatically correct unwrapping errors by considering the phase closure of triplets of interferograms. Thanks to our fast implementation, all these errors are corrected automatically within our entire interferometric network. In addition, we process three ascending tracks acquired by the ALOS satellite during the period from 2007 to 2011, covering the same area, and correct interferograms from ionospheric delays with a split-range spectrum method.

We then use a Small Baseline approach to perform a time series analysis of the interferograms corrected for each of the tracks. All mean line-of-sight (LOS) deformation velocity maps agree with a dextral movement across the fault and show both temporal and lateral variations of the velocity gradient in the fault zone. Aseismic slip mostly concentrates along a 100 km-long section, located near the city of Ismetpasa, and slip velocity decreases over time, from 2 cm/yr between 2007 and 2011, to less than 1 cm/yr from 2014 to 2018.

We then characterize fault slip modes along this section by visual inspection, searching for possible aseismic slip events in the time series. We identify, at least, three slow slip events from Sentinel-1 data. We then characterize these events in terms of lateral extension, duration and amount of displacement. We finally open

the discussion on the study of slow slip events relate to the associated seismic hazard.

Keywords : Spatial geodesy, deformation, slow slips, active faults, InSAR, atmospheric corrections, unwrapping errors, North Anatolian fault.

Préambule

Dans ce préambule, il me semble important de dévoiler les raisons personnelles qui m'ont amenées à faire le choix de cette thèse. Tout commence lors de mon stage de master 2 à l'École Normale Supérieure, où j'ai découvert, grâce à la sismologie, la programmation Bash. Je me suis alors plongée dans les lignes de code, fascinée par la puissance des langages informatiques. Ainsi, je terminai mon stage en postulant pour plusieurs offres de thèse combinant informatique et Sciences de la Terre. C'est alors qu'une opportunité s'est offerte, celle d'étudier le comportement d'une faille active par interférométrie radar (InSAR). La thèse s'articulait alors en deux volets. Le premier était de contribuer à l'amélioration d'une nouvelle chaîne de traitement InSAR en développant des outils de corrections du signal dans le but d'étendre l'applicabilité de l'InSAR à l'étude de déplacements de faible amplitude. Le deuxième était d'étudier le comportement asismique de la faille Nord Anatolienne, en Turquie centrale, grâce aux données interférométriques acquises par la nouvelle constellation de satellites Sentinel. Toutefois, étant débutante en informatique et novice en traitement interférométrique, je tiens tout particulièrement à remercier Romain Jolivet pour la confiance qu'il m'a accordée en m'offrant la possibilité de défendre cette thèse pour l'obtention d'une bourse doctorale de l'ENS.

La finalité de cette thèse est donc de contraindre le comportement mécanique des failles asismiques grâce à l'étude des déplacements de la surface terrestre par interférométrie radar. L'enjeu de cette thèse est d'exploiter les capacités actuelles de l'InSAR dans la détection de déplacements du sol de faible amplitude ($< \text{cm/an}$) et à grande échelle ($> 100 \text{ km}$). Dans ce contexte, les lancements récents des satellites Sentinel-1A et Sentinel-1B, respectivement en 2014 et 2016, constituent une opportunité remarquable pour la détection de ce type de déplacements. Ils offrent à eux deux un temps de revisite de 6 jours en moyenne, couvrent une échelle spatiale de plus de 300 km et délivrent des images radars à haute résolution (pixels de $10 \times 20\text{m}$). Le but est donc de traiter ces vastes jeux de données, où une image équivaut à 1 Go, afin d'extraire du signal tout déplacement de faible amplitude relié au comportement asismique d'une faille active.

Le segment central de la faille Nord Anatolienne est ainsi un très bon candidat pour cette étude. Premièrement, d'un point de vue géophysique, des événements de glissement millimétrique se déroulant sur quelques semaines à quelques mois ont été mis en évidence dans cette région, révoquant le modèle mécanique pré-établi de cette faille. Deuxièmement, d'un point de vue géodésique, puisque cette zone bénéficie d'une revisite temporelle des satellites de 6 jours, en raison du fort risque sismique associé à cette faille active.

Introduction

Glissement sismique versus asismique

Les séismes, plus communément appelés tremblements de terre, sont malheureusement connus pour leur caractère destructeur. Une simple recherche Google nous amène à plusieurs centaines de milliers de photographies dépeignant des scènes de dévastation, tant par des dégâts aux infrastructures que par le nombre de victimes. Ce phénomène naturel a ainsi rapidement suscité la curiosité des scientifiques.

Les tout premiers travaux, publiés par Reid en 1910 (Reid, 1910, 1911), aboutirent à la notion de rebond élastique. Ce terme traduit le fait que la partie externe rigide de la Terre, appelée croûte terrestre, se déforme dans le temps de la même façon qu'un élastique. Si des forces sont appliquées au niveau de celle-ci, par analogie au fait de tirer sur un élastique, alors la croûte se déforme de manière non permanente, et peut revenir à son état initial. Lorsque les contraintes appliquées deviennent trop importantes, la croûte devient alors cassante et une rupture (séisme) se produit brutalement, de la même façon que cède un élastique lorsque l'on tire trop fort.

Par la suite, et de manière concomitante aux deux plus gros séismes jamais enregistrés, celui du Chili en 1960, et celui en Alaska en 1964, les scientifiques firent le lien entre séismes et plaques tectoniques. En effet, des travaux menés à la fin des années 1960 et dérivés du concept de la dérive des continents énoncé par Wegener en 1912, aboutirent à la théorie de la tectonique des plaques (McKenzie & Parker, 1967; Le Pichon, 1968; Morgan, 1968). Celle-ci admet que l'écorce terrestre est divisée en plusieurs plaques dites tectoniques. Le mouvement relatif de ces dernières conduit à une accumulation d'énergie élastique aux frontières de plaques, qui s'exprime sous la forme de séismes (Plafker, 1965, 1969). Ainsi, l'énergie accumulée au cours du temps, ici pendant quelques dizaines à milliers d'années, est subitement relâchée lors de la rupture sismique, pendant laquelle deux blocs, délimitant ce qu'on appelle une faille, glissent l'un contre l'autre rapidement, entraînant alors la radiation d'ondes sismiques dans la Terre. Cette succession de stades chargement-déchargement d'un plan de faille, initialement définie par Reid en 1910 (Reid, 1910, 1911), est appelée cycle sismique. On distingue ainsi la période intersismique, où l'énergie s'accumule sur le plan de faille et où la faille est dite bloquée (aucun mouvement ne s'opère à proximité), de la période cosismique, où l'énergie est relâchée subitement grâce au glissement des deux blocs de la faille l'un par rapport à l'autre, déclenchant alors la propagation d'onde sismique dans le milieu.

Dans les années 1970, des expériences en laboratoire sur des cylindres de roches soumis à de fortes contraintes (Brace & Byerlee, 1966) ainsi que des modèles analogiques de patin tracté (Byerlee, 1970), permirent de mettre en évidence que la résistance d'une faille est contrôlée par une loi de friction. Aujourd'hui, la plus communément utilisée, appelée friction *rate-and-state*, permet de reproduire un cycle similaire au cycle sismique. Ces expériences arrivent en effet à reproduire les périodes cosismique et intersismique, désignant respectivement les moments de l'expérience où les deux blocs de roches sont collés et en mouvement, en anglais *stick-slip*.

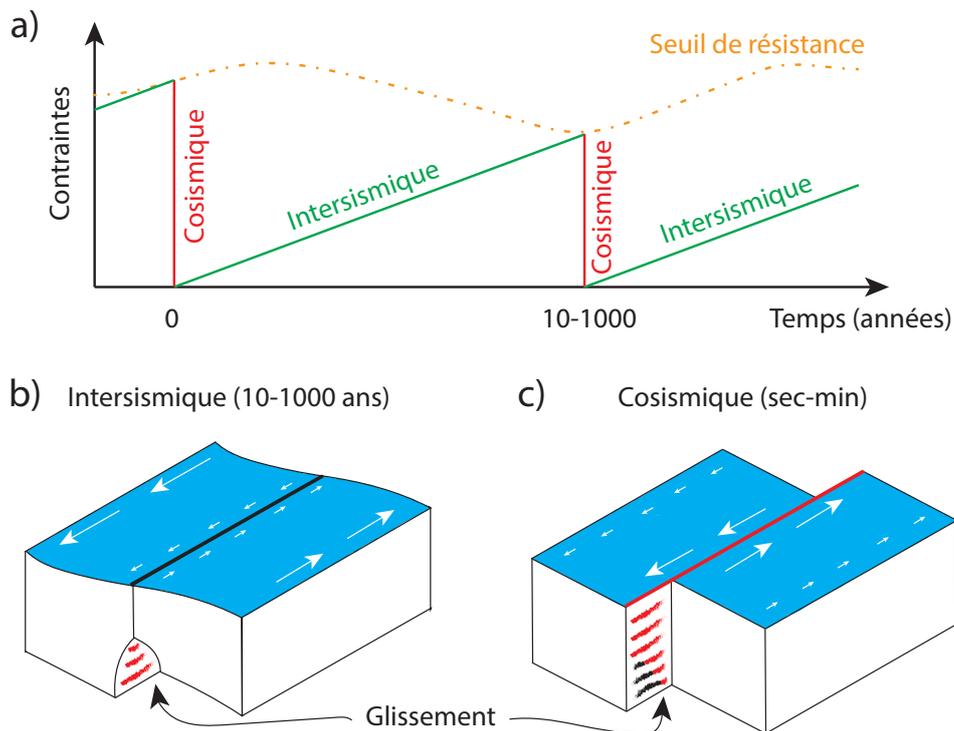


FIGURE 1 – Cycle sismique (Barnhart, 2019, modifié). a) Représentation schématique des variations de contraintes au cours du temps. Au cours du cycle sismique, les contraintes associées au déplacement des plaques tectoniques augmentent de façon progressive pendant plusieurs dizaines à milliers d'années (période intersismique) puis sont soudainement libérées lorsque le seuil de résistance des roches est atteint (période cosismique). b) et c) Schémas illustrant une faille décrochante au cours du cycle sismique. Durant la période intersismique, la faille glisse en profondeur et reste bloquée dans sa partie supérieure, entraînant alors une accumulation de contraintes dans cette zone. Durant la période cosismique, ces contraintes sont soudainement libérées par la nucléation d'un séisme, ce qui entraîne le glissement de la zone préalablement bloquée.

En dépit de la simplicité de ce modèle, les scientifiques s'aperçurent rapidement que l'énergie accumulée au niveau d'un plan de faille n'est relâchée qu'en partie par les séismes. La compensation de cette partie manquante du budget de glissement est alors assurée par un autre processus, dénommé glissement asismique (Ishlinski & Kraghelsky, 1944; Brace & Byerlee, 1966).

L'évaluation de l'aléa sismique nécessite donc au préalable une bonne connaissance du budget énergétique d'une faille. En d'autres termes, quantifier les processus qui participent au relâchement des contraintes accumulées permet d'estimer le potentiel sismique d'une faille et donc l'aléa associé. De manière analogue aux glissements stables observés dans certaines expériences de patin tracté, les failles glissent de manière asismiques (Ishlinski & Kraghelsky, 1944; Brace & Byerlee, 1966).

Tout comme les séismes rapides, le glissement asismique correspond à la propagation d'un glissement le long d'un plan de faille et contribue ainsi au relâchement des contraintes accumulées lors de la période intersismique. Mais, à la différence, il n'émet pas nécessairement d'ondes sismiques destructrices, en raison du faible taux de glissement (cm/an) comparé à celui des séismes rapides (m/s). En résumé, le glissement asismique participe au glissement sur un plan de faille aussi bien qu'un séisme rapide, mais sur une plus grande période de temps.

Ce type de glissement est à l'origine du déplacement régulier de multiples infrastructures (Louderback, 1942; Steinbrugge, 1960; Ambraseys, 1970). Deux exemples marquants peuvent être cités, celui de la torsion progressive et le décalage d'un mur et d'une école en Californie, tous les deux bâtis au dessus de la faille décrochante de Hayward (Figure 2a et 2b) ou encore le mur bordant la station ferroviaire de la ville d'Ismetpasa en Turquie, décalé par le glissement asismique de la faille décrochante Nord Anatolienne (Figure 2c).

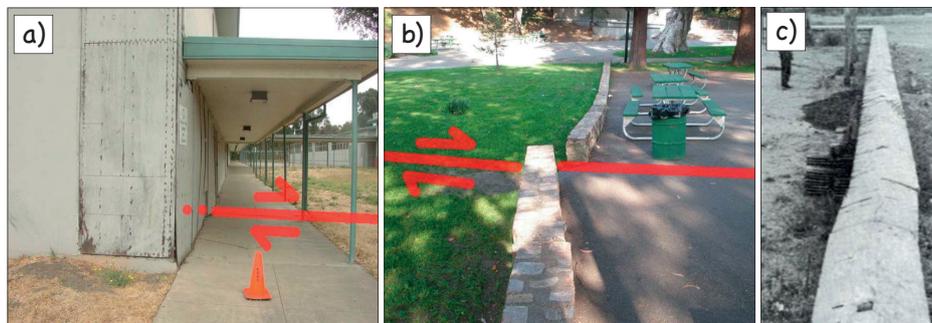


FIGURE 2 – Photographies d'infrastructures déformées par du glissement asismique. a) et b) Ecole abandonnée et mur construit dans un parc de la ville de Hayward en Californie (Stoffer, 2008). c) Mur bordant la station de train de la ville d'Ismetpasa en Turquie (Aytun, 1982).

Basée sur ces observations, la structure simplifiée d'une faille active peut être décomposée en trois domaines, suivant le type de comportement associé, sismique ou asismique (Scholz, 1998, Figure 3a). Le plan de faille est découpé en une zone sismogène couplée (bloquée) lieu de nucléation des séismes, bordée de part et d'autre par une zone découplée où la faille glisse asismiquement. Entre les deux, une zone de transition conditionnellement stable est marquée par la prédominance d'un glissement asismique autorisant uniquement la propagation d'une rupture sismique initiée

dans la zone sismogène. Néanmoins, une vision plus détaillée et réaliste de la surface d'un plan de faille implique une forte hétérogénéité spatiale de la répartition du glissement asismique en période intersismique. Ainsi, la variabilité des propriétés frictionnelles du plan de faille amène à la présence de patches d'accumulation de contraintes qui sont relâchées par les séismes, entourés de zones qui glissent de façon asismique et, peut être, empêchent la propagation de ruptures sismiques (Figure 3b). Ces deux comportements frictionnels sont respectivement appelés *velocity-weakening* et *velocity-strengthening*, en anglais. Mais là encore, s'il n'existait qu'un seul type de glissement asismique, le problème serait plus simple.

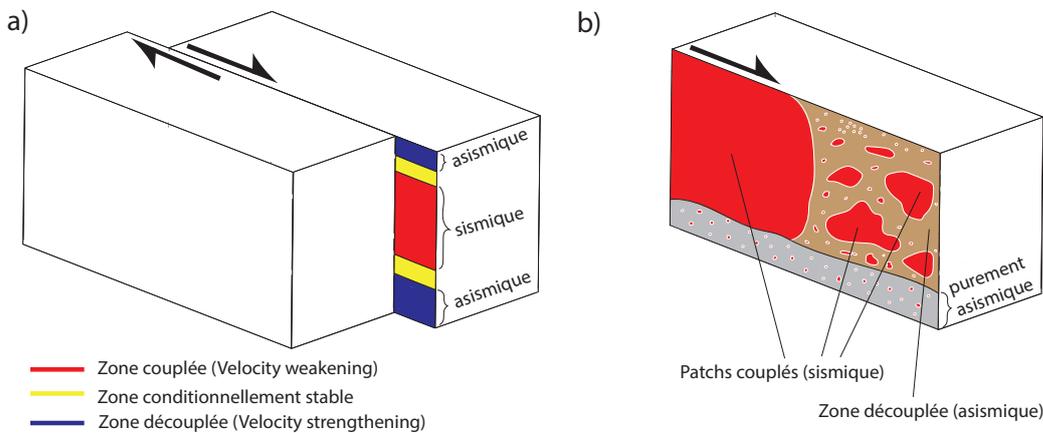


FIGURE 3 – Représentations schématiques de la structure d'une faille active décrochante et de ses propriétés frictionnelles (comportement sismique vs asismique). a) Vision simplifiée (Schwartz, 2015). La zone couplée, appelée zone sismogène, est le lieu de nucléation des séismes (rouge). Celle-ci est bordée de part et d'autre par des zones découplées où le glissement s'opère de façon asismique (bleu). Enfin, les ruptures sismiques peuvent se propager dans les zones conditionnellement stables situées entre les zones couplée et découplées (jaune). b) Vision "réaliste" de ce même plan de faille (Bürgmann, 2018). Les propriétés frictionnelles se sont pas homogènes spatialement et amènent à la présence de patches d'accumulation de contraintes, lieu de nucléation de séismes, entourés par une zone découplée où le glissement s'opère de façon asismique.

À la découverte de ce phénomène, les scientifiques émirent l'hypothèse que le glissement asismique était constant dans le temps (Byerlee, 1970). Cependant, le développement à la fin du 20^e siècle de nouvelles techniques de détection, telles que l'interférométrie radar, les GPS permanents ou encore les creep meters, permit un suivi en continu des déplacements de la surface terrestre. De nombreuses études infirmèrent alors cette hypothèse et démontrèrent que le glissement asismique peut aussi bien être constant dans le temps que s'opérer de façon transitoire, et en particulier par à-coups (e.g. Dragert, 2001; Obara, 2002; Schwartz, 2015; Pousse Beltran et al., 2016; Rousset et al., 2016; Aslan et al., 2019). Dans ce dernier cas, les déformations peuvent varier de quelques millimètres à quelques centimètres, pendant des périodes de temps allant de quelques jours à plusieurs mois. On parle alors d'évènements transitoires, *transient events* en anglais.

Si le glissement asismique continu et stable dans le temps permet de libérer l'énergie accumulée lors de l'intersismique et donc de retarder le déclenchement d'un séisme, il n'en est pas de même pour ces événements transitoires. Dans certains cas, ils ont le potentiel d'augmenter l'état de contrainte d'un patch couplé d'un plan de faille, ou à plus grande échelle d'une faille adjacente, et augmenter ainsi la probabilité d'un séisme majeur (e.g. Rogers & Dragert, 2003; Mazzotti & Adams, 2004; Segall & Bradley, 2012; Kato & Nakagawa, 2014; Obara & Kato, 2016). Dans ce cas, comment discerner un glissement lent non dangereux d'un glissement lent précurseur d'un séisme majeur ?

Dès lors, le nombre d'événements transitoires observés augmente et continue de croître aujourd'hui de façon exponentielle, suivant une loi de Moore (Moore, 1965), dont l'origine tient du fait de l'augmentation progressive de la résolution spatiale et temporelle des techniques de détection. Ces événements sont maintenant observés partout dans le monde, les exemples les plus connus étant ceux de la faille de San Andreas aux Etats-Unis (e.g. Khoshmanesh & Shirzaei, 2018; Rousset et al., 2019), la faille Nord Anatolienne en Turquie (e.g. Bilham et al., 2016; Rousset et al., 2016; Aslan et al., 2019), la faille de Chaman au Pakistan (e.g. Barnhart, 2017; Fattahi & Amelung, 2016) et la faille de Haiyuan en Chine (e.g. Jolivet et al., 2013, 2015). En découle alors une pléthore d'appellations, témoin de la diversité de ces événements tant par leur durée, que par leur quantité de glissement, et leur temps de récurrence. Nous pouvons ainsi lister de manière non exhaustive : de *l'afterslip*, accompagné ou non de répliques, ou *aftershocks* en anglais (e.g. Perfettini et al., 2019), des essaims de tremblements de terre, ou *swarms* en anglais (e.g. Yoshida & Hasegawa, 2018), des séismes lents, ou *slow slip events* (e.g. Rousset et al., 2019), du glissement stable, ou *stable creep* (e.g. Hussain et al., 2018), des séismes répétitifs, ou *repeating earthquakes* (e.g. Gardonio et al., 2018), ou encore des séismes basse fréquence ou très basse fréquence, appelés en anglais *low-frequency earthquake* (LFE) ou *very low-frequency earthquake* (VLFE) (e.g. Nakano et al., 2018). Nous ne nous étendrons pas sur la caractérisation de chacun de ces types d'événements, celle-ci étant décrite dans plusieurs papiers récents tel que Peng & Gombert (2010) et Harris (2017). Néanmoins, la diversité de cette nomenclature souligne notre méconnaissance sur l'origine physique du comportement asismique. Où, quand et surtout pourquoi les failles glissent-elles lentement et de manière asismique ? Quel est le processus sous-jacent à l'origine de ce comportement ?

A l'heure actuelle, deux visions s'opposent. La première consiste à dire que le glissement asismique est un continuum du glissement sismique et donc que les modes de déformation sont identiques (Peng & Gombert, 2010; Michel et al., 2019). La seconde est de dire que le glissement asismique se distingue des séismes rapides car leurs observables (durée, moment, etc) ne suivent pas les mêmes lois d'échelle (Ide et al., 2007, 2008). Ainsi, cette différence apparente de loi d'échelle entre séismes rapides et glissements asismiques est-elle observationnelle ou physique ? (Figure 4). Réulte-t-il d'un continuum ou d'un mode de déformation différent ? Quels mécanismes

physiques contrôlent une faille active qui génère des séismes dévastateurs ou celle qui glisse asismiquement pour relâcher doucement les contraintes accumulées lors du mouvement des plaques tectoniques ? Est-ce que les séismes lents peuvent interagir avec les séismes rapides : initier, permettre la propagation, ou au contraire jouer le rôle de barrière à une rupture sismique ? Il est notamment assez alarmant de voir

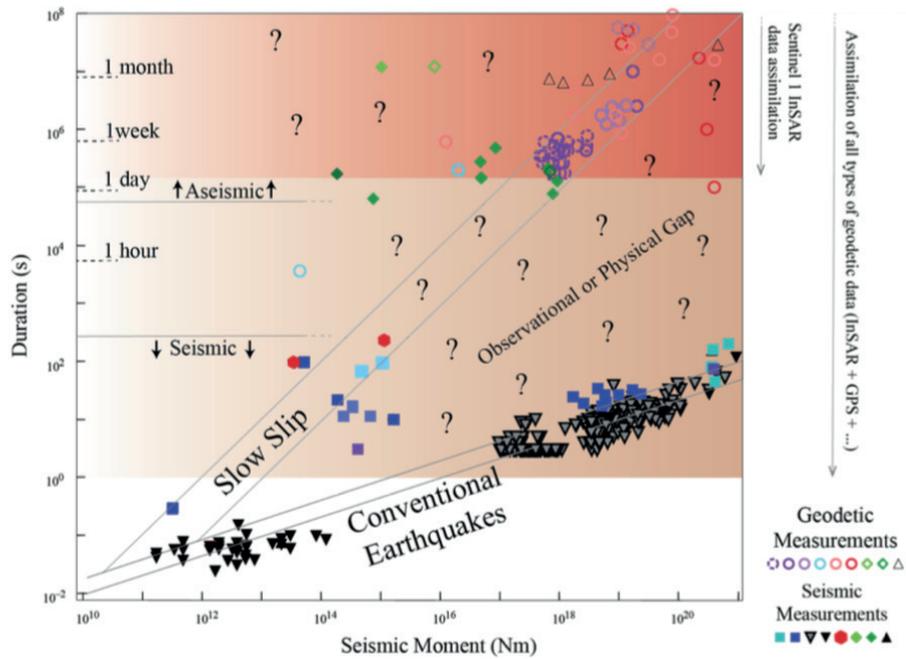


FIGURE 4 – Comparatif des moments sismiques et des durées de différents glissements sismiques et asismiques, révélant un gap entre séismes rapides et séismes lents (Jolivet, 2017). Les séismes lents sont représentés par des symboles vides, les séismes rapides par des symboles pleins. Les événements d'une durée supérieure à 1 jour ne sont détectables que par InSAR (rouge). Les événements d'une durée comprise entre 1 seconde et 1 jour sont observables par d'autres techniques telles que le GPS (orange). Ainsi, la faible proportion d'événements de glissement lent détectés contribue à la présence d'un gap entre séismes rapides et séismes lents, traduisant soit un gap physique (Ide et al., 2007, 2008) soit un gap observationnel (Peng & Gomberg, 2010).

que certains modèles actuels de prévision sismique tel que le *Uniform California Earthquake Rupture Forecast Version 3* (UCERF3, Field et al., 2014) considère le glissement asismique comme un processus inhibiteur de séismes majeurs, alors que de plus en plus d'études tendent à prouver le contraire (e.g. Kato et al., 2012; Segall & Bradley, 2012; Pousse Beltran et al., 2016; Ruiz et al., 2014; Radiguet et al., 2016; Uchida et al., 2016; Socquet et al., 2017; Voss et al., 2018). Néanmoins, la très grande majorité des glissements lents n'ont pas de conséquences néfastes en termes de risque sismique, seul un faible pourcentage semble l'être. Seulement, à l'heure actuelle, aucune observation ni aucun modèle numérique n'arrive à expliquer pourquoi certains glissements lents initient une rupture menant à un séisme majeur (e.g. Segall & Bradley, 2012).

Pour étendre notre connaissance sur le processus de glissement asismique et tenter de répondre à ces questions, il est tout d'abord nécessaire d'agrandir la collection d'évènements détectés. Plus nous observerons d'évènements, plus nous pourrons les caractériser (taille, récurrence, contexte, etc.) en vue de comprendre et de modéliser les processus physiques associés. Nous en venons ainsi au deuxième axe majeur de cette thèse avec la question : disposons nous, à l'heure actuelle, de technologies nous permettant de mesurer finement les déplacements du sol aussi bien dans le temps que dans l'espace, pouvant atteindre ici l'ordre du millimètre par mois ?

Le XXI^e siècle, âge d'or de la géodésie spatiale

En 1957, nous sommes entrés dans une période nommée l'ère spatiale. C'est en effet depuis cette date que l'Homme se mit à conquérir l'espace frénétiquement. Le contexte particulier de guerre froide incita les nations à illustrer leur puissance scientifique et technique en envoyant des satellites dans l'espace (lancement du premier satellite russe, Spoutnik 1). Au fil des décennies, de nouveaux domaines d'application émergèrent et furent regroupés dans ce qu'on appelle aujourd'hui la géodésie spatiale. Cette science consiste à mesurer la forme et les dimensions de la Terre, ainsi que ses changements au cours du temps, grâce à des satellites placés en orbite autour de la Terre. Nous pouvons citer entre autre la mesure du champ de gravité terrestre (e.g. Reigber, 2006), des fluctuations de la rotation de la Terre (e.g. Herring et al., 1986; Gwinn et al., 1986), du niveau des océans (e.g. Smith et al., 1987), de la fonte des glaces (Goldstein et al., 1993), mais également des déformations globales, régionales et locales de la croûte terrestre induites par des processus physiques tels que l'activité sismique (e.g. Michel & Avouac, 1999) ou volcanique (e.g. Chaussard & Amelung, 2012). Ces mesures peuvent être acquises par positionnement GPS, télémétrie laser, imagerie optique, ou encore par imagerie radar, également appelée imagerie Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO). Grâce à cette dernière, on obtient des mesures par interférométrie radar, ou *Interferometric Synthetic Aperture Radar* (InSAR) en anglais, technique utilisée dans le cadre de cette thèse. Nous en retracerons l'historique et en détaillerons le principe dans le prochain chapitre.

La communauté radariste est, à l'heure actuelle, en train d'assister à un bouleversement sans précédent. La conquête spatiale se voit en effet basculer dans une nouvelle ère, celle du *Big Data*¹. Si les anciens satellites tels que ALOS, ENVISAT, ERS ou encore Radarsat permettaient d'étudier les déplacements du sol à l'aide d'images radar acquises tous les mois (ou plus), les nouvelles générations de satellites offrent un temps de revisite beaucoup plus court, pouvant atteindre 6 à 12

1. Ce terme anglophone désormais très répandu et dont la signification peut varier d'une communauté à une autre, traduit par mégadonnées ou données massives, désigne ici un ensemble de données devenu trop volumineux pour être traité par des outils informatiques classiques de gestion de base de données ou de gestion de l'information.

jours pour la constellation de satellites Sentinel-1. Par ailleurs, le développement récent de nouveaux modes d'acquisition, que nous détaillerons par la suite (cf. Chap. 1.2.3), permet d'obtenir des images radar couvrant désormais une largeur de 250 km, contre une centaine de kilomètres pour leurs prédécesseurs. Ajouté à cela, la précision de l'ordre du millimètre (Simons & Rosen, 2015; Elliott et al., 2016) ainsi que la capacité des satellites à imager par tout temps, de jour comme de nuit, contribue à faire de l'InSAR l'un des outils le mieux adapté à la détection d'évènements transitoires de glissement asismique. Leur détection se révélait autrefois impossible, de part leur faible quantité de glissement (\sim mm) et leur longue durée (jours-mois) (Figure 5a). Elle est désormais envisageable grâce à la finesse de l'échantillonnage spatio-temporel des nouveaux satellites (Figure 5b).

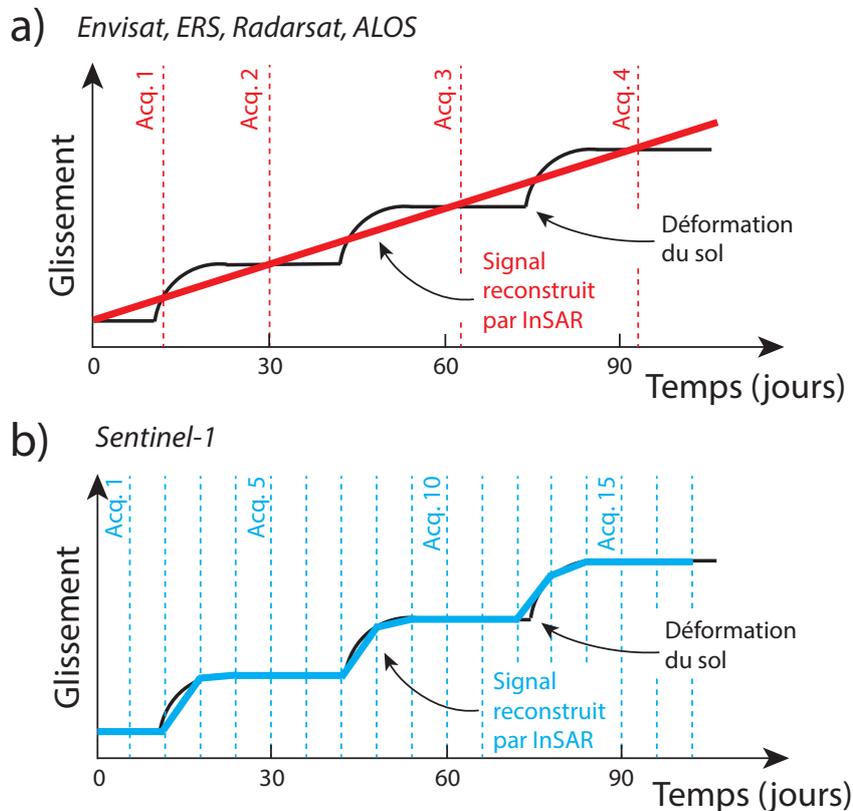


FIGURE 5 – Représentation schématique illustrant l'amélioration de l'échantillonnage temporel des nouveaux satellites. a) Le caractère irrégulier des acquisitions des anciens satellites ne permet pas de reconstruire un signal de déformation composé d'évènements transitoires. b) A l'inverse, les acquisitions régulières et fréquentes des nouveaux satellites permettent de détecter ces évènements transitoires et ainsi de reconstruire fidèlement le signal de déformation associé.

Ces bouleversements sont ancrés dans le XXI^e siècle, l'ère du *Big Data*. Les nouvelles images radar Sentinel-1 représentent un plus gros volume de données (1 image = 7 Go) et sont dorénavant accessibles à tous, gratuitement. Ces change-

ments sont donc nécessairement accompagnés par l'amélioration des infrastructures informatiques. Il faut pouvoir d'une part stocker toutes ces données mais aussi disposer de logiciels de calcul interférométrique et de chsuper-calculateurs pour les traiter rapidement et efficacement. Le développement de ce type de logiciels fera partie intégrante de cette thèse, qui se veut être d'une part technique et d'autre part scientifique.

Nous l'avons vu, l'InSAR est devenu, au XXI^e siècle, un outil incontournable pour la détection de faibles déplacements de surface tel que les événements transitoires de glissement asismique. Je cite ainsi une phrase énoncée par [Massonnet & Feigl \(1998\)](#) qui dit : "En tant que géophysiciens, nous avons une nouvelle façon de regarder la Terre. Il ne reste plus qu'à la regarder bouger". Ainsi, nous cherchions un endroit où nous suspicions y avoir ce type d'évènements de glissement. La faille Nord Anatolienne fût alors une évidence.

La faille Nord Anatolienne, un laboratoire naturel

Pour tenter de détecter des événements transitoires, la première chose est de trouver un candidat potentiel. Il s'agit là de trouver une faille active dont on sait qu'elle glisse asismiquement et où l'on dispose de données suffisamment précises, puisque les déplacements recherchés sont de l'ordre du millimètre. Dans le cadre de cette thèse, nous avons ainsi concentré nos efforts sur la faille Nord Anatolienne.

D'un point de vue tectonique, cette faille décrochante traverse le nord de la Turquie d'est en ouest sur plus de 1000 km. Connue en raison de son activité sismique importante, notamment par les nombreux séismes majeurs ayant eu lieu entre 1939 et 1970 (e.g. [Ambraseys, 1970](#); [Barka, 1996](#); [Stein et al., 1997](#); [Barka et al., 2002](#); [Cakir et al., 2003](#), cf. Chap. 4), elle s'est également révélée être dotée d'un caractère asismique, notamment dans sa partie centrale, vers la ville d'Ismetpasa. Ce glissement asismique, d'abord considéré comme constant dans le temps au vu des données locales de creep meter ([Ambraseys, 1970](#); [Altay & Sav, 1991](#); [Gormus et al., 2013](#); [Bilham et al., 2016](#)), n'a été que très récemment qualifié d'épisodique grâce l'observation d'un unique événement transitoire, détecté par InSAR ([Rousset et al., 2016](#)). Cette hypothèse reste donc à confirmer, notamment en tentant de détecter d'autres événements de glissement lents le long de cette portion de faille. Ce caractère ambigu fait du segment central de la faille Nord Anatolienne un candidat idéal pour l'étude d'évènements de glissement lent.

D'un point de vue technique, cette zone s'avère être idéale pour l'interférométrie radar. D'une part parce que cette région de la Turquie n'est que très peu couverte par des stations GPS. L'InSAR permet alors de pallier à ce déficit d'instrumentation et d'étendre la couverture spatiale afin d'observer le comportement asismique à grande échelle, ici régionale. D'autre part, l'orientation est-ouest de la faille Nord Anato-

lienne permet, dans le cas des satellites Sentinel-1, de détecter des déplacements du sol de l'ordre du millimètre. En effet, en InSAR, comme la mesure du déplacement du sol se fait suivant l'axe de visée du satellite, la mesure sera d'autant plus précise si le déplacement du sol s'opère de manière perpendiculaire à la direction de vol du satellite, ici quasiment nord-sud pour les satellites Sentinel-1. Pour finir, le fort risque sismique associé à cette région, lié à la présence de la ville d'Istanbul et des ses 15 millions d'habitants, pousse l'agence spatiale européenne (ESA) à acquérir des données Sentinel-1 tous les 6 jours, permettant ainsi d'échantillonner plus finement le comportement asismique dans le temps.

Ainsi, toutes ces conditions réunies font de la faille Nord Anatolienne le candidat idéal pour l'étude du comportement asismique, tant d'un point de vue tectonique qu'au niveau technique. Plusieurs questions se posent ici : glisse-t-elle de façon saccadée régulièrement ou épisodiquement ? Quel est l'origine du déclenchement de ces séismes lents ? Quoi qu'il en soit, le modèle mécanique de la faille Nord Anatolienne, autrefois établi sans tenir compte du glissement asismique, doit être reconsidéré au vu de ces nouvelles observations. Pour cela, il nous faut observer et caractériser chacun de ces évènements de glissement lent (taille, récurrence...) grâce à des outils permettant d'atteindre leur détection en terme d'amplitude (mm) et d'échelle temporelle (jours-mois). A grande échelle, cela nous permettra d'enrichir notre banque de données dans le but de mieux comprendre la différence entre comportement sismique et asismique. C'est ainsi tout l'enjeu de cette thèse, qui se révèle être à la fois un défi technique et un challenge scientifique.

Plan du manuscrit

Après avoir présenté les raisons qui nous ont amené à étudier le comportement asismique de la faille Nord Anatolienne par interférométrie radar, je présente ici le plan de ce manuscrit. Celui-ci est partagé en deux grandes parties. La première, correspondant aux trois premiers chapitres, repose sur le développement méthodologique associé au traitement interférométrique. La seconde, correspondant aux deux derniers chapitres, porte sur la caractérisation du glissement asismique associé au segment central de la faille Nord Anatolienne. En voici un descriptif plus détaillé, chapitre par chapitre :

- Le premier chapitre est un état de l'art sur l'interférométrie radar. Je retracerai l'historique de cette méthode, depuis la naissance du tout premier radar jusqu'au développement et à l'utilisation de l'InSAR de nos jours. J'en détaillerai ensuite le principe ainsi que les différentes étapes qui mène à la génération d'un interférogramme, autrement dit à une image de la déformation du sol entre deux acquisitions radar.
- Les deuxième et troisième chapitres correspondent aux articles de développe-

ments méthodologiques réalisés au cours de cette thèse. Dans le premier papier, je dresserai une comparaison détaillée des modèles atmosphériques mondiaux utilisés pour corriger les interférogrammes des effets troposphériques. Celui-ci est actuellement soumis dans la revue *Geophysical Journal International*. Dans le deuxième papier, je présenterai un algorithme que j'ai développé en collaboration avec B. Pinel-Puysségur (CEA), qui permet de corriger automatiquement les erreurs de déroulement d'un réseau d'interférogrammes. Ce dernier est actuellement en cours de révision dans la revue *Geophysical Journal International*. Ces deux développements méthodologiques font l'objet d'une grande partie de la thèse, puisqu'il reste à réduire au maximum les erreurs sur la mesure interférométrique au vu de la quantité de déplacements recherchée, ici chiffrée à quelques millimètres.

- Le quatrième chapitre est destiné à présenter l'étude du glissement asismique le long du segment central de la faille Nord Anatolienne. Je caractériserai à la fois spatialement et temporellement le glissement asismique dans cette région, et je mettrai en regard mes résultats avec ceux présentés dans la littérature.
- Enfin, je conclurai cette thèse dans le cinquième chapitre, en répondant tout d'abord aux principales questions de cette étude, puis en proposant quelques perspectives de recherche.

État de l'art : l'interférométrie radar

Sommaire

1.1	La naissance et le développement de l'InSAR	16
1.1.1	Historique	16
1.1.2	Le radar à la conquête de l'espace	19
1.1.3	Les premières grandes réalisations	20
1.2	Radar à synthèse d'ouverture (RSO ou SAR)	21
1.2.1	Les ondes électromagnétiques	21
1.2.2	Résolution d'une image radar et synthèse d'ouverture	22
1.2.3	Méthodes d'acquisition	26
1.3	Présentation des satellites utilisés	29
1.3.1	ALOS	30
1.3.2	Sentinel-1A et Sentinel-1B	31
1.3.3	Tableau comparatif	34
1.4	Traitement interférométrique	34
1.4.1	Des images SAR à l'interférogramme	35
1.4.2	Cohérence interférométrique	38
1.4.3	Coregistration de deux images SAR	41
1.4.4	Déroulement de la phase	44
1.4.4.1	Principe de base	44
1.4.4.2	Méthode des résidus (Branch-Cut)	45
1.4.4.3	Méthode de Minimum Cost Flow (MCF)	46
1.4.4.4	Méthodes des moindres carrés	48
1.4.4.5	Méthode de déroulement en 3D	49
1.4.5	La phase interférométrique	50
1.5	Méthodes de correction du signal interférométrique	51
1.5.1	Correction de la contribution orbitale	51
1.5.2	Correction de la contribution topographique	53
1.5.3	Réduction du bruit	54
1.5.3.1	Multi-looking	54
1.5.3.2	Filtrage adaptatif	55
1.5.4	Correction de la contribution atmosphérique	56
1.5.4.1	Origine des délais	56

1.5.4.2	Délais troposphériques	58
1.5.4.3	Délais ionosphériques	60
1.5.5	Correction des erreurs de déroulement	63
1.5.6	Bilan	65
1.6	Intérêts et limites de l'InSAR	67
1.7	Analyses en séries temporelles	69
1.7.1	Principe	70
1.7.2	Méthodes dites à petites lignes de base (SBAS)	72
1.7.3	Méthodes des réflecteurs permanents (PS)	74
1.7.4	Bilan	76

1.1 La naissance et le développement de l'InSAR

1.1.1 Historique

Avant de s'enfoncer dans les méandres de la théorie du traitement interférométrique et pour comprendre le principe de l'interférométrie moderne, il convient d'abord de retracer l'historique de cette technique. Je détaillerai ainsi le cheminement de l'InSAR au cours du temps, depuis la naissance du tout premier radar jusqu'au concept de synthèse d'ouverture, en terminant par les premières grandes réalisations associées au domaine des Géosciences.

Le radar¹, tel que nous le connaissons aujourd'hui, n'aurait sans doute jamais existé sans un certain Christian Hülsmeier. Cet homme, fils de menuisier et passionné de physique, plus particulièrement des découvertes d'Heinrich Hertz sur les ondes électromagnétiques, fut le créateur du tout premier radar. L'histoire de cette prodigieuse invention débuta en 1904 à Cologne, une ville de l'ouest de l'Allemagne. A cette époque, Hülsmeier est douloureusement marqué par la perte tragique d'un de ses amis dans une collision entre deux navires. Pour tenter de surmonter son chagrin, il cherche donc un moyen permettant de détecter de potentiels obstacles. Il conçoit alors l'ancêtre du radar, appelé "télémobiloskope", et procède aux premières expérimentations lors d'une présentation publique le 18 mai 1904, sur le Pont Hohenzollern, à Cologne. Toutes sont concluantes. A l'approche d'un navire, les ondes envoyées par l'appareil sont réfléchies par les surfaces métalliques du bateau et renvoyées vers un récepteur, ici deux antennes dipolaires, qui déclenchent ensuite la sonnerie d'une cloche (Figure 1.1). Malheureusement, et malgré l'enthousiasme de la presse et de l'opinion publique, les industriels ne sont pas convaincus. Seul un commerçant de Cologne s'intéresse à son invention et lui propose 5000 Marks allemand, l'équivalent de 2500€, afin de l'aider à fonder sa société. Malgré ce faible

1. Acronyme de "Radio Detection and Ranging".

engouement, Hülsmeier dépose tout de même une demande de brevet pour son “télé-mobiloskop”, qui est alors le tout premier système émetteur-récepteur détecteur d’objets métalliques éloignés, prototype du radar actuel.

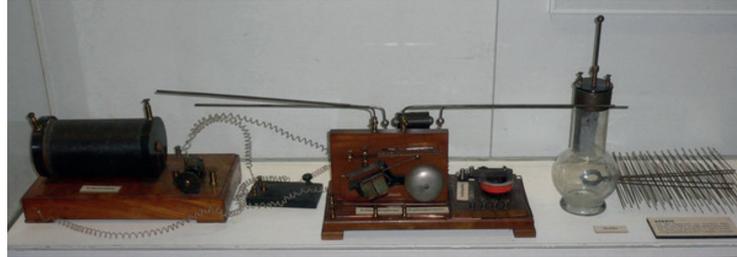


FIGURE 1.1 – Photographie de l’ancêtre du radar actuel, appelé “télé-mobiloskop”, conçu par Christian Hülsmeier en 1904. A gauche se situe l’émetteur, à droite l’antenne réceptrice et au milieu les deux antennes dipolaires qui permettaient d’activer la sonnerie d’une cloche lors de la réception d’un signal (Crédit : Deutsches Museum).

Après un début chaotique, le radar connaît rapidement un essor considérable. En 1934, soit 30 ans après sa conception, un dénommé Robert Watson-Watt, ingénieur écossais, propose au gouvernement britannique d’embarquer un radar à bord d’un avion afin de détecter des cibles au sol. Les expérimentations sont une fois de plus concluantes. Par la suite, des efforts dans la conception du radar sont entrepris afin de diminuer la taille de l’instrument et ainsi l’embarquer plus facilement dans des navires ou aéronefs. Le radar, d’abord rechigné par les industriels à sa conception, devient un outil précieux lors de la Bataille d’Angleterre. Les stations Chain Home, des tours équipées de systèmes radars construites sur le pourtour des côtes britanniques et dont le nombre s’élève à cinquante à la fin de la guerre, permettent ainsi d’alerter les troupes britanniques en cas d’approche d’ennemis, comme ce fut le cas en 1940 lors des raids de la Luftwaffe² (Figure 1.2). Dans ce contexte de guerre mondiale, le développement du radar explose. En 1940, les longueurs d’onde utilisées passent de 25 m à 10 cm. Nait alors le domaine électromagnétique des micro-ondes. Par la suite, chaque longueur d’onde utilisée est catégorisée selon un nom de code en quelque sorte “crypté”. On parle alors d’ondes en bande L (25 cm), S (10 cm), C (5 cm), X (3 cm) et K (1 cm), termes qui resteront par la suite inchangés.

Si le radar a fourni une aide incontestable et inestimable lors de la Seconde Guerre mondiale, il passe progressivement d’appareil de détection (d’alerte) à système imageur. En 1950, les premières applications du radar en tant que système imageur voient le jour grâce à la modification de son angle de visée dans les aéronefs. Au lieu d’émettre des ondes en direction du sol à la verticale, celles-ci sont envoyées perpendiculairement à la direction de vol de l’aéronef, en considérant un angle par rapport à la verticale, appelé angle d’incidence. Sont alors créés les radars à visée latérale ou *side-looking airborne radar* (SLAR) en anglais. Mais cette

2. Composante aérienne de la Wehrmacht pendant la Seconde Guerre mondiale (Wikipedia).

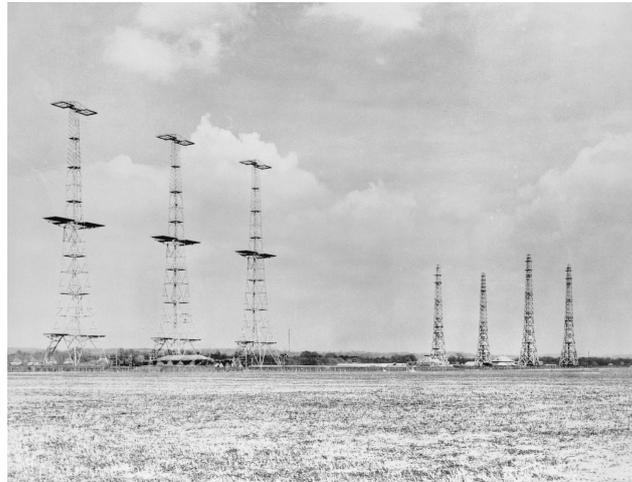


FIGURE 1.2 – Photographie prise en 1945, illustrant l'installation de tours radar de la Chain Home à Poling, un village situé sur la côte est du Royaume-Uni. Les trois (à l'origine quatre) tours à gauche sont les antennes émettrices, les quatre tours à droite sont quant à elles les récepteurs (Crédit : Royal Air Force official photographer).

méthode d'acquisition reste limitée. En effet, comme la taille de l'antenne émettrice est limitée par la taille de l'aéronef, la résolution azimutale du radar, qui correspond à la distance minimale permettant de séparer deux cibles au sol dans la direction de vol du satellite, reste faible. Autrement dit, la longueur des images acquises est limitée dans la direction de vol de l'aéronef. C'est donc face à ce constat qu'en 1954, Carl Wiley, un mathématicien et ingénieur américain de la Goodyear Aerospace Corporation³, propose d'utiliser le mouvement de l'aéronef pour obtenir, grâce à des acquisitions successives, une image de la zone étudiée plus grande dans la direction azimutale, mais également d'enregistrer en mémoire le signal reçu par le récepteur. Il conçoit alors le radar à synthèse d'ouverture (RSO) ou synthetic-aperture radar (SAR) (cf. Chap. 1.2.2), dont la résolution azimutale est fonction de la taille d'ouverture de l'antenne (plus l'antenne est longue, plus la longueur de l'image est grande). C'est sur cette dernière grande avancée que s'achève l'historique du développement du SAR. Par la suite, les changements ne concernèrent que la façon de traiter les images SAR. Celles-ci, d'abord enregistrées sur films photographiques par traitement optique, furent ensuite traitées numériquement dès la fin des années 60, puis en temps réel dès le début des années 70. L'évolution constante du SAR permit peu à peu de l'exporter au domaine spatial. D'abord dans des avions, il fut rapidement embarqué à bord de satellites, où il y prit tout son intérêt. Ainsi, j'en viens à évoquer les premiers satellites envoyés dans l'espace, dédiés exclusivement au SAR.

3. Filiale de Goodyear dans les domaines de l'aérospatiale et de la défense.

1.1.2 Le radar à la conquête de l'espace

Les Etats-Unis furent la première nation à envoyer et mettre en orbite un satellite équipé d'un système SAR. Ce dernier, appelé SeaSat (*Seafaring Satellite*), fut lancé par la NASA en 1978 avec pour but, comme son nom l'indique, d'étudier les océans. Cet essai remporta un franc succès. Opérant en bande L (25 cm) et avec un angle d'incidence de 20° , la largeur des images obtenues était de l'ordre de la centaine de kilomètres (Raney, 1983). La mission SeaSat donna lieu à la reconstruction de la toute première image traitée numériquement à partir d'un satellite équipé d'un radar à synthèse d'ouverture, qui fut publiée en 1979 par la société canadienne de construction de satellites Mac-Donald, Dettwiler et Associées (Figure 1.3). A cette époque, il fallait compter pas moins de 40 heures pour traiter le quart des données acquises par SeaSat, soit environ 2 heures pour une seule image SAR de 100×100 km. Face au succès de cette mission, les Etats-Unis entreprirent d'étendre l'utilisa-



FIGURE 1.3 – Première image traitée numériquement à partir des données SeaSat, capturant une portion du fleuve Saint-Laurent située à proximité de la ville des Trois Rivières, au Québec (Crédit : magazine Aviation Week du 26 Février 1979).

tion des radars à visée latérale aux navettes spatiales. Le principal intérêt étant de pouvoir développer des systèmes radars de plus en plus complexes, de les utiliser pour de courtes missions et de rapatrier le matériel sur Terre afin de le réutiliser par la suite. Ils développèrent ainsi trois missions SIR (*Spaceborne Imaging Radar*), dénommées SIR-A (1981), SIR-B (1984) et SIR-C/X (1994), opérant respectivement à des bandes L (24 cm), C (6 cm) et X (3 cm), permettant l'étude de différents champs d'application tels que la géologie, l'hydrologie, l'écologie ou encore l'océanographie. Si SeaSat fut le premier satellite dédié au SAR dans les années 80, les années 90 marquèrent quant à elles un nouveau tournant grâce au développement d'une nouvelle méthode appelée InSAR, pour *INterferometric Synthetic Aperture Radar*. Le principe est relativement simple puisqu'il consiste à différencier deux

images SAR d'une même région afin d'obtenir une image du déplacement ayant eu lieu entre les deux acquisitions ou bien de reconstituer une image du relief de la région imagée. Le lancement successif des satellites ERS-1 (1991, Europe), JERS-1 (1992, Japon), RADARSAT-1 (1995, Canada) et ERS-2 (1995, Europe), révéla tout le potentiel de cette technique, notamment avec la stabilisation des orbites des satellites et le raccourcissement progressif de leurs lignes de base⁴, paramètre clé en InSAR. Depuis, la liste des satellites dédiés à l'InSAR ne cesse de s'allonger, avec le lancement dans les années 2000 des satellites ENVISAT-ASAR (2002, Europe), ALOS-PALSAR (2006, Japon), Cosmo-SkyMed (2007, Italie), TerraSAR-X (2007, Allemagne), RADARSAT-2 (2007, Canada), TanDEM-X (2009, Allemagne), ALOS-PALSAR-2 (2013, Japon) et enfin Sentinel-1A (2014, Europe) et Sentinel-1B (2016, Europe).

C'est ainsi que nous arrivons à l'InSAR des temps modernes, encore à l'heure actuelle bouleversée par des développements majeurs, sur lesquels je reviendrais dans les prochaines sections, annonceurs d'un glorieux futur. Mais avant de clore cet historique, je souhaite également revenir brièvement sur les premières grandes réalisations associées à cette technique.

1.1.3 Les premières grandes réalisations

L'une des premières réalisations associées au SAR est la cartographie de Vénus en 1970 (Rogers & Ingalls, 1970) et de la Lune en 1972 (Zisk, 1972a). Dans les deux cas, cette technique permet d'obtenir des cartes de la réflectivité de la surface de ces deux objets célestes, où l'intensité du signal réfléchi traduit des variations des propriétés de surface, comme par exemple des différences de rugosité ou de type de roche. Dans cette perspective, la première carte topographique haute résolution de la Terre fut construite dans la baie de San Francisco (Zebker & Goldstein, 1986). Grâce au mode d'acquisition en visée latérale, tout point d'une image SAR peut être caractérisé dans les 3 dimensions de l'espace, permettant ainsi de retrouver l'altitude en chaque point de l'image (Graham, 1974). Par la suite, la première carte de vitesse associée au déplacement du glacier de Rutford, en Antarctique, fut calculée en 1993 (Goldstein et al., 1993). La comparaison de deux images SAR acquises à deux dates différentes permet d'obtenir le déplacement relatif du glacier durant cet intervalle de temps. Cette application permet de suivre les effets du changement climatique au cours du temps, notamment sur la fonte des glaciers. Dans la même année, la première carte du déplacement cosismique associé au séisme de Landers fut publiée (Massonnet et al., 1993). Comme précédemment, la comparaison de deux images SAR acquises avant et après le séisme permet de cartographier les déformations cosismiques. Plus récemment, le premier *stacking*, qui consiste à estimer une carte de vitesse grâce à l'empilement et la sommation de plusieurs interférogrammes indépendants, fut

4. Distance entre deux positions de passage d'un même satellite.

réalisé (Peltzer et al., 2001). Le moyennage de 25 interférogrammes, obtenus à partir de données ERS, permet d'estimer la vitesse de déformation du sol dans la région de Los Angeles.

Pour résumer, les grandes réalisations associées à l'InSAR suivent trois lignes directrices, à savoir la cartographie des propriétés de surface, la construction de cartes topographiques et la mesure de déformation de surface.

1.2 Radar à synthèse d'ouverture (RSO ou SAR)

1.2.1 Les ondes électromagnétiques

Avant d'introduire le concept de radar à synthèse d'ouverture (RSO), de son nom anglo-saxon SAR, il me semble judicieux de décrire brièvement le principe du radar et de rappeler quelques notions fondamentales concernant les ondes électromagnétiques, introduites dans les années 1880 par Heinrich Hertz.

Le principe du radar est relativement simple puisqu'il s'agit d'envoyer un faisceau d'ondes électromagnétiques en direction d'un objet et de récupérer le signal renvoyé (réfléchi) par celui-ci grâce à une antenne (capteur). En approximant la vitesse des ondes électromagnétiques à celle de la lumière dans le vide, la mesure du temps de trajet aller-retour de l'onde permet de déterminer la distance séparant l'objet du radar.

Une onde radar est, tout comme la lumière, une onde électromagnétique et correspond à la propagation d'un signal via l'oscillation synchrone d'un champ électrique et d'un champ magnétique (Figure 1.4). Comme elle n'interagit pas mécaniquement avec son environnement, l'onde électromagnétique peut aussi bien

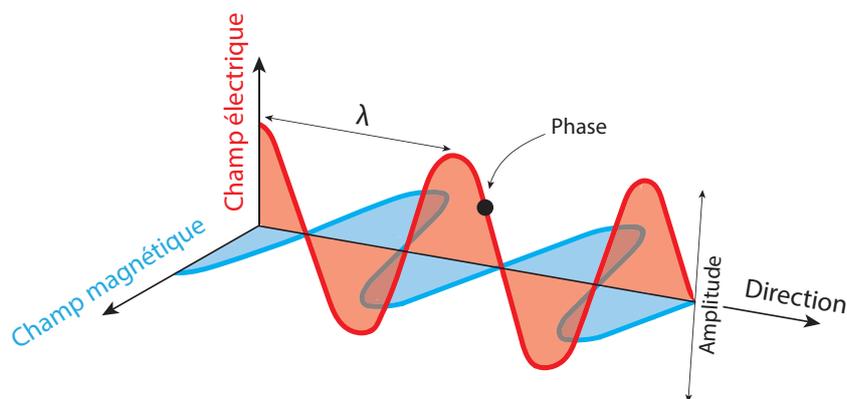


FIGURE 1.4 – Une onde électromagnétique correspond à l'oscillation périodique et synchrone d'un champ électrique et d'un champ magnétique.

se propager dans l'air que dans le vide et ainsi transmettre des informations sans fil (e.g. radio, télévision, téléphone mobile). Les ondes électromagnétiques émises par le radar sont caractérisées par leur fréquence f , qui définit le nombre d'oscillations par seconde et est exprimée en Hertz, et par leur longueur d'onde λ , qui correspond à la distance séparant deux oscillations et est exprimée en mètre. Le signal reçu par le radar est quant à lui caractérisé par une valeur de phase et une valeur d'amplitude. La phase désigne la position instantanée de l'onde dans le cycle périodique, et dépend de la distance séparant le satellite d'une cible au sol. L'amplitude désigne quant à elle la hauteur de l'oscillation de l'onde, autrement dit l'intensité du signal reçu, renvoyée par une cible au sol. Cette valeur dépend des propriétés intrinsèques du sol, à savoir plus une zone sera "lisse" (e.g. surface d'eau calme), plus l'onde sera réfléchiée dans des directions opposées au satellite et moins l'intensité du signal reçu par ce dernier sera grande.

La phase d'une image radar, qui donne accès aux distances séparant des cibles au sol du satellite, est le point de départ de tout traitement interférométrique. Mais avant de s'enfoncer dans les abîmes de la théorie du traitement interférométrique, je tiens tout d'abord à revenir sur les notions de résolution d'image et de synthèse d'ouverture.

1.2.2 Résolution d'une image radar et synthèse d'ouverture

La résolution spatiale d'une image radar correspond à la distance minimale entre deux cibles au sol que le capteur peut discerner. Elle est décomposée en une résolution en distance (*range* en anglais), δ_{rg} , perpendiculaire à la direction de vol du satellite, et en une résolution en azimut, δ_{az} , parallèle à la direction de vol du satellite (Figure 1.5). Ces deux grandeurs sont principalement régies par la longueur de l'antenne L pour la résolution en azimut et par la durée des impulsions d'ondes électromagnétiques τ pour la résolution en distance :

$$\begin{aligned}\delta_{az} &= \frac{\lambda D}{L}, \\ \delta_{rg} &= \frac{c\tau}{2 \sin \theta},\end{aligned}\tag{1.1}$$

avec λ la longueur d'onde du capteur, D la distance cible-satellite, c la célérité de la lumière dans le vide et θ l'angle d'incidence du satellite. En appliquant ces équations, les résolutions en azimut et en distance d'une image radar "brute" sont pluri-kilométriques. Pour affiner la résolution spatiale d'une image et ainsi atteindre des résolutions métriques, aussi bien en distance qu'en azimut, il faudrait d'une part des pulses courts et d'autre part une grande antenne. En prenant l'exemple des satellites Sentinel-1, qui survolent la Terre à 780 km d'altitude et qui disposent d'un système radar émettant à une longueur d'onde de 5.54 cm selon un angle d'indidence

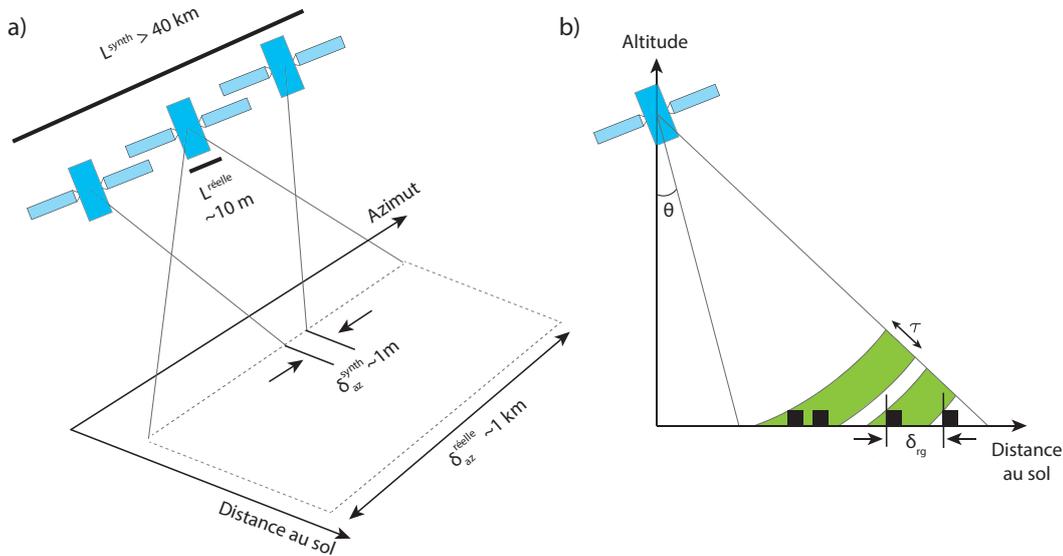


FIGURE 1.5 – Résolution d’une image radar. a) Résolution en azimut d’une image radar, δ_{az} , régie principalement par la longueur de l’antenne, L . Plus l’antenne est longue et plus le satellite est apte à discerner deux cibles au sol rapprochées entre elles dans le sens azimutal. b) Résolution en distance d’une image radar, δ_{rg} , régie principalement par la durée des pulses d’ondes électromagnétiques, τ , envoyées par le satellite. Plus cette durée est courte et plus le satellite est capable de discerner des cibles rapprochées entre elles dans le sens distance au sol.

d’environ 30 degrés, la résolution métrique serait atteinte avec des pulses d’environ 0.33 s et une longueur d’antenne d’environ 40 km.

Ces grandeurs ne pouvant être atteintes dans la réalité, deux techniques sont utilisées pour améliorer la résolution respectivement en distance et en azimut. Les images subissent alors un traitement appelé focalisation (Figure 1.6).

La première étape consiste à compresser les images en distance. Pour cela, le radar émet de longues impulsions d’ondes électromagnétiques modulées en fréquence, appelées *chirp*, afin d’augmenter la résolution en distance (Figure 1.7a). Cette technique est basée sur le principe d’écholocation ou écholocalisation, utilisé entre autres par les chauves-souris pour se diriger et chasser, et consiste à envoyer des ondes et à analyser leurs échos pour localiser les éléments d’un environnement (Massonnet & Souyris, 2008). Dans le cas d’une image radar, le signal reçu après compression correspond à la déconvolution du signal reçu des trois cibles. Autrement dit, la compression du signal en distance est réalisée en “retirant” le *chirp* émis au signal reçu des trois cibles.

La seconde étape consiste à compresser les images en azimut. Pour cela, une longue antenne (pluri-kilométrique) est simulée à partir d’une antenne réelle de petite taille (métrique) grâce au déplacement du satellite sur son orbite, et permet ainsi un recouvrement des pulses successifs (Figure 1.7b). La distance parcourue par le satellite définit l’ouverture de l’antenne (cf. Figure 1.5a). Cette technique, appelée

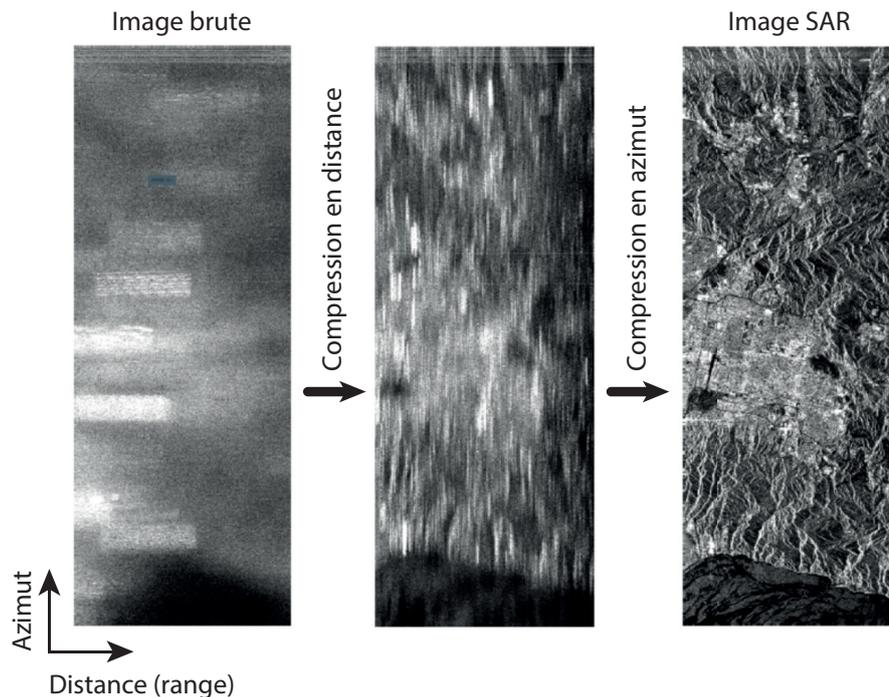


FIGURE 1.6 – Focalisation d’une image radar brute. L’image brute (résolution 5×5 km) subit une compression en distance (résolution $5 \text{ km} \times 20 \text{ m}$ en az \times rg) et une compression en azimut (résolution $5 \text{ m} \times 20 \text{ m}$ en az \times rg), permettant d’aboutir à la création d’une image SAR dont la résolution spatiale est grandement améliorée (Massonnet & Souyris, 2008).

synthèse d’ouverture, permet d’augmenter “artificiellement” la résolution azimutale d’une image grâce à l’effet Doppler. Il traduit le fait que toute onde lumineuse ou sonore émise par un corps en déplacement est affectée par le mouvement de celui-ci, par rapport à un référentiel fixe. Par exemple, la sirène d’une ambulance devient stridente lorsqu’elle se rapproche de l’observateur et de plus en plus grave lorsqu’elle s’en éloigne. Dans le cas de la synthèse d’ouverture, le radar envoie de façon successive de nombreuses pulsations d’ondes électromagnétiques grâce au déplacement du satellite. Celles-ci peuvent être assimilées, comme dans le cas de la compression en distance, à un *chirp* synthétique en azimut. La même cible au sol est ainsi balayée plusieurs fois par le faisceau mais avec un angle d’incidence et une position légèrement différents entre chaque pulse. Le décalage spatial et temporel de ces pulsations permet d’obtenir, pour une même cible, des signaux d’amplitude et de phase différents. Par la suite, un post-traitement dans le domaine de Fourier permet de retrouver l’information en distance, puisque les différences d’échos d’une même cible traduisent une distance cible-récepteur différente. Autrement dit, le signal est cette fois-ci déconvolué dans le sens azimutal en utilisant le *chirp* synthétique de l’antenne, créé par le mouvement de l’antenne. En combinant la variation d’amplitude et de phase des signaux reçus, la synthèse d’ouverture permet d’aboutir à la création d’une image SAR dont la résolution en azimut est améliorée, tout en conservant une antenne de petite taille indépendante de l’altitude du satellite.

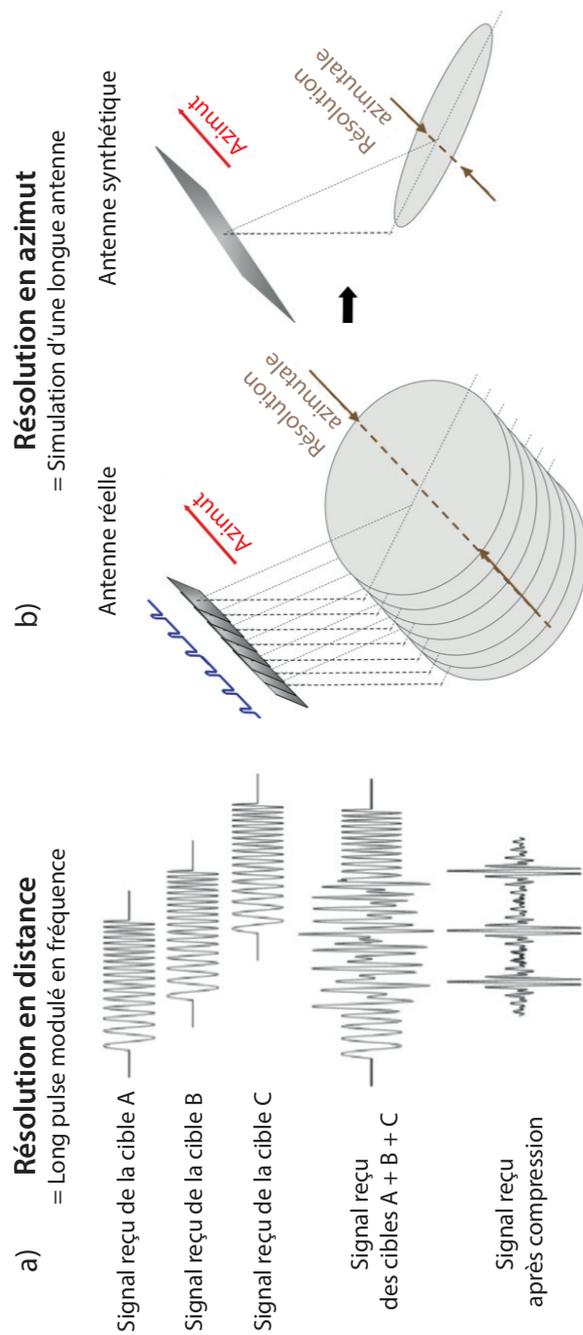


FIGURE 1.7 – Compression d'une image SAR. a) Amélioration de la résolution en distance grâce à l'émission de pulses modulés en fréquence. b) Amélioration de la résolution en azimut grâce au principe de synthèse d'ouverture (images issues d'un cours de R. Grandin, IPG Paris).

Grâce à ces deux procédés, les équations 1.1 deviennent respectivement :

$$\begin{aligned}\delta_{az} &= \frac{L}{2}, \\ \delta_{rg} &= \frac{c}{2 \sin \theta B_{chirp}},\end{aligned}\tag{1.2}$$

avec B_{chirp} la largeur de la bande de fréquence du *chirp*. Ainsi, la résolution azimutale d'une image radar ne dépend plus que de la longueur de l'antenne, et la résolution en distance uniquement de la bande de fréquence du *chirp* utilisée.

1.2.3 Méthodes d'acquisition

Le système d'imagerie SAR comprend principalement quatre méthodes d'acquisition, à savoir les méthodes SpotLight, StripMap, ScanSAR et TOPSAR (Figure 1.8). Chacune d'entre elles permet d'aboutir à des images radar de résolution et d'emprise spatiale différentes.

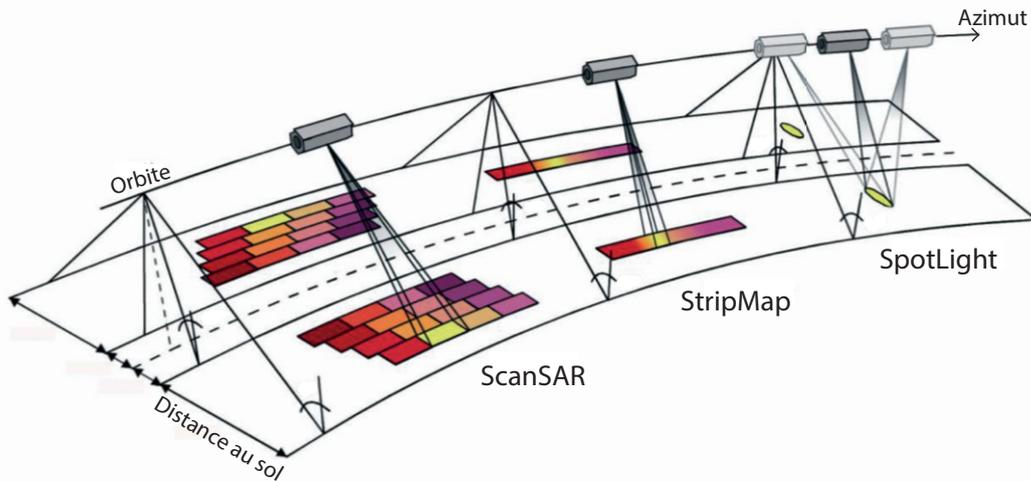


FIGURE 1.8 – Présentation des méthodes d'acquisitions SpotLight, StripMap, ScanSAR et TOPSAR utilisées en interférométrie radar. Chaque méthode d'acquisition permet d'aboutir à des images radar de largeur et de résolution différentes (modifié d'après Airbus Defence and Space (left) et Larsen & Marinkovic (2015) (right)).

La première, appelée SpotLight, désigne une méthode d'acquisition où l'orientation du faisceau varie en azimut au cours du déplacement du satellite afin d'imager une même scène plus longtemps. Par conséquent, l'emprise spatiale de l'image est limitée dans les directions distance et azimut (25×25 km pour le satellite ALOS-2) mais sa résolution est fine (resp. 3×1 m en $rg \times az$).

La méthode d'imagerie StripMap utilise quant à elle une orientation du faisceau fixe lors du déplacement du satellite. L'emprise spatiale de l'image est donc uniquement limitée dans la direction distance au sol (30, 40 et 50 km pour le satellite ALOS-2, suivant la bande de fréquence envoyée par le radar) et conserve une résolution fine (resp. 10×10 , 6×6 et 3×3 m). La fauchée, autrement dit la largeur de l'emprise spatiale du faisceau radar, correspond ici à un *swath*, faisant référence au couloir imagé par le faisceau radar.

La méthode ScanSAR, comme son nom l'indique, fait référence à une technique d'acquisition permettant de scanner successivement des *swaths* plus ou moins éloignés du satellite. Pour cela, le faisceau radar est basculé périodiquement en élévation (direction distance au sol) de sorte à augmenter la fauchée couverte par le faisceau. L'emprise spatiale de l'image n'est donc plus limitée en direction de la distance au sol (490 km pour le satellite ALOS-2) et celle-ci conserve une bonne résolution (60×60 m). Le basculement périodique en élévation couplé au déplacement du satellite implique un découpage de chaque *sub-swath* en tuiles, appelées *bursts*.

La méthode d'imagerie TOPSAR, ou TOPS pour *Terrain Observation with Progressive Scans*, résulte de l'amélioration de la méthode ScanSAR (De Zan & Monti Guarnieri, 2006). Dans cette méthode, le faisceau radar est basculé en élévation, comme dans le mode ScanSAR, mais subit également une rotation périodique lors du déplacement du satellite, selon un angle Ψ appelé *squint angle* (Figure 1.9). Le balayage avant-arrière du faisceau permet d'imagier de plus longs *bursts* pour chaque

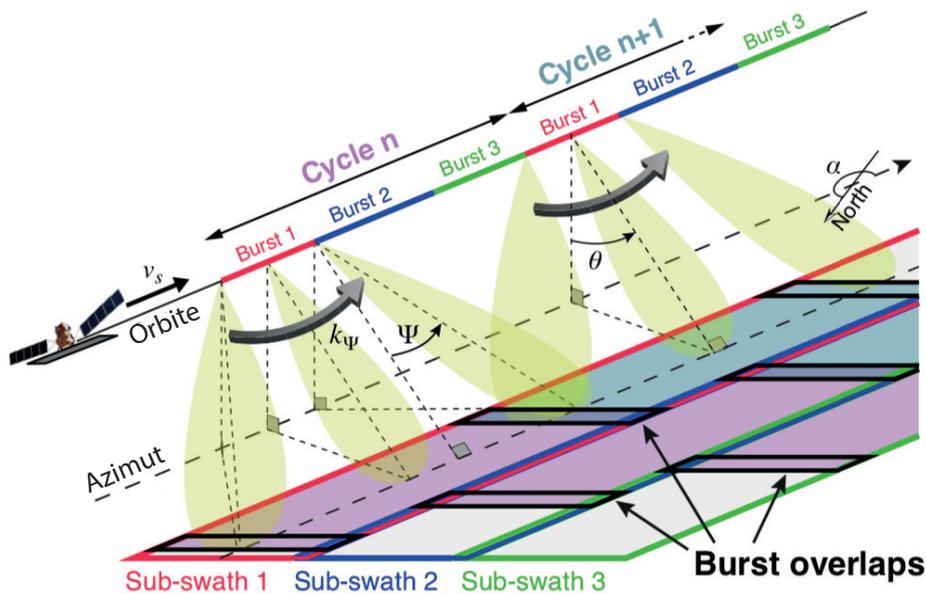


FIGURE 1.9 – Vision détaillée du mode d'acquisition TOPS. Le faisceau radar bascule à la fois en élévation et en avant-arrière afin d'acquérir de longs *bursts* pour chacun des trois *sub-swaths*. La particularité du mode TOPS réside en l'acquisition d'*overlaps*, correspondant à des zones de recouvrement entre *bursts* et *sub-swaths* successifs (Grandin et al., 2016).

sub-swath grâce à l'émission successive de centaines de pulses. La fauchée est ainsi considérablement augmentée (250 km pour les satellites Sentinel-1, correspondant à 3 *sub-swaths*) tout en préservant une bonne résolution d'image (resp. 5×20 m en $rg \times az$). Comparé à ses prédécesseurs, la méthode TOPS permet d'augmenter la fréquence de revisite du satellite (~ 6 j pour les satellites Sentinel-1), puisque le radar image une scène plus grande en un seul et même passage. Les images radar peuvent donc être utilisées dans les systèmes de prévention et d'alerte, comme par exemple pour détecter des signaux précurseurs de glissements de terrain (e.g. [Dong et al., 2018](#); [Intrieri et al., 2018](#)). D'autre part, l'une des nouveautés du mode TOPS réside en l'imagerie de zones d'*overlaps*, c'est-à-dire de zones de recouvrement entre *bursts* et *swaths* successifs. Ces *overlaps* ont plusieurs avantages. Le premier est d'assurer une continuité dans la séquence d'acquisition et ainsi éviter la présence de lacunes de données dans l'image résultante. Le deuxième avantage est de pouvoir éliminer les effets de *scalloping* (découpage) visibles dans les images ScanSAR, correspondant à une réduction du gain (d'intensité) sur les pourtours du lobe de l'empreinte radar ([Wollstadt et al., 2012](#); Figure 1.10). Dans le cas du mode

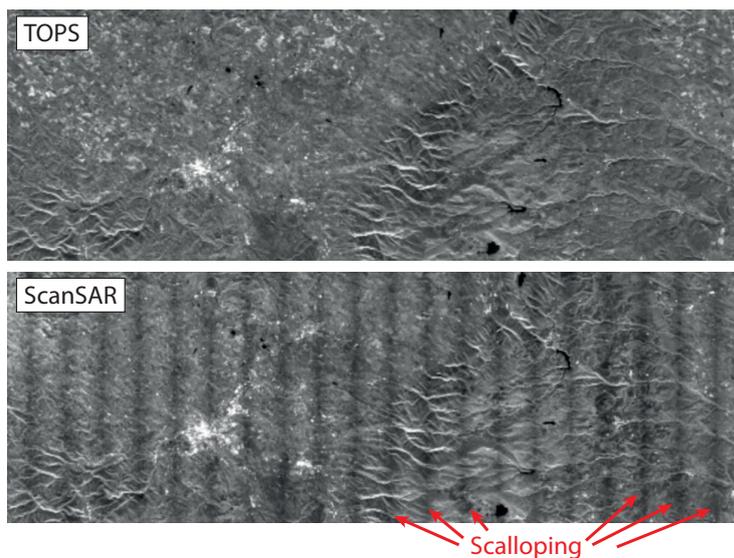


FIGURE 1.10 – Comparaison d'une image radar acquise par les modes TOPS et ScanSAR. Le mode TOPS permet d'augmenter la qualité de l'image en évitant les effets de *scalloping* (découpage) entre *bursts*, induits par le mode ScanSAR ([Meta et al., 2008](#)).

TOPS, les visions avant-arrière des *overlaps* permettent d'imager une même cible au sol sous des angles de vue différents, contribuant ainsi à augmenter le rapport signal-bruit et donc améliorer la qualité de l'image aux limites de *bursts* et de *sub-swaths* ([Meta et al., 2008](#)). Le troisième avantage est de pouvoir tirer profit de ces zones d'*overlaps* afin de réaliser une coregistration plus fine, c'est-à-dire recaler des *bursts* et *sub-swaths* communs entre deux images SAR de façon plus précise ([Prats-Iraola et al., 2012](#); [Grandin, 2015](#), cf. Chap. 1.4.3).

Nous l'avons vu, l'évolution des modes d'acquisition associée au radar à synthèse d'ouverture permet de nos jours d'obtenir des images haute résolution couvrant des largeurs d'environ 250 km, nous offrant alors de nouvelles opportunités pour l'étude de phénomènes géophysiques non plus à une échelle locale mais à l'échelle régionale voire mondiale. Les travaux de cette thèse m'ont ainsi amenée à traiter les données SAR de deux satellites très différents. D'un côté avec le satellite ALOS, pour lequel les images utilisées sont acquises suivant le mode StripMap, de l'autre avec la constellation de satellites Sentinel-1 A et Sentinel-1 B, opérant suivant le nouveau mode d'acquisition TOPS.

1.3 Présentation des satellites utilisés

Si l'on dénombre aujourd'hui une vingtaine de satellites équipés d'un système SAR, actifs ou ayant opéré dans le passé, c'est en grande partie grâce aux efforts conjoints d'une dizaine d'agences spatiales réparties dans le monde entier (Figure 1.11). On peut citer parmi elles l'agence spatiale européenne (ESA), l'administration nationale de l'aéronautique et de l'espace (NASA), l'agence japonaise d'exploration aérospatiale (JAXA), l'agence spatiale canadienne (CSA), le centre aérospatial allemand (DLR), l'organisation indienne de recherche spatiale (ISRO), la commission nationale des activités spatiales (CNAE), l'agence spatiale italienne (ASI), l'institut national de technologie aérospatiale (INTA) et l'institut coréen de recherche aérospatial (KARI).

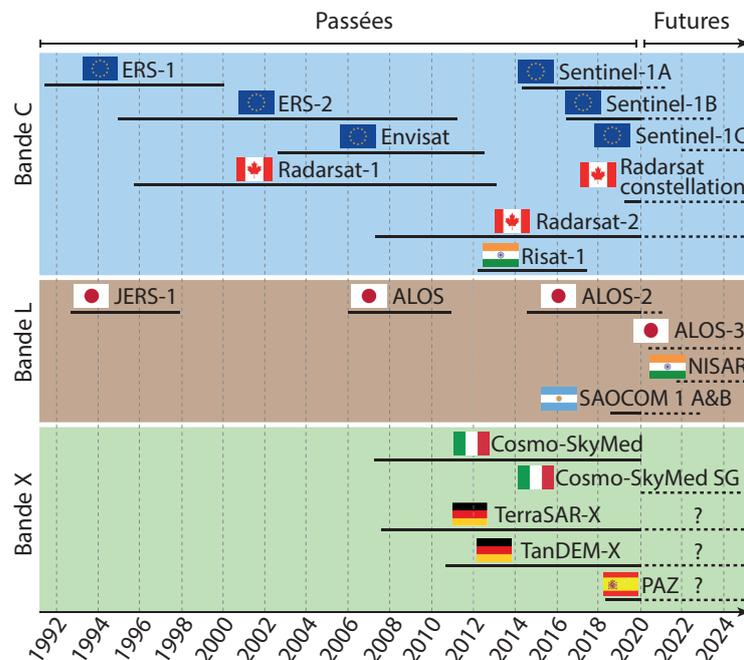


FIGURE 1.11 – Diagramme des missions SAR passées, présentes et futures (Crédit : unavco.org).

Les trois parties suivantes sont dédiées à la présentation des satellites utilisés dans le cadre de cette thèse, ALOS et Sentinel-1, développés respectivement par la JAXA (Japon) et l'ESA (Europe). Je terminerai par une comparaison des principales caractéristiques de ces satellites.

1.3.1 ALOS

Le satellite ALOS (pour *Advanced Land Observing Satellite*), surnommé Daichi signifiant "terre" en japonais, a été lancé en janvier 2006 grâce à la collaboration de la *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA) et de la *Japan Resources Observation System Organization* (JAROS). Du haut de ses 4 tonnes et de ses 27 m d'envergure, dont 22 m de panneaux solaires, ALOS est de loin le plus gros satellite construit et lancé par le Japon (Figure 1.12). Il prend le relais du satellite JERS-1, qui a cessé de fonctionner en octobre 1998 suite à un dysfonctionnement causé par une défaillance du système de contrôle d'altitude. ALOS a pour mission l'observation et la cartographie de la surface terrestre à échelle régionale mais également la surveillance des ressources et des catastrophes à l'échelle mondiale.



FIGURE 1.12 – Vue d'artiste du satellite ALOS (Crédit : JAXA).

Pour remplir ses objectifs, ALOS dispose à son bord de trois instruments, à savoir un capteur optique d'une résolution de 2.5 m pour cartographier des modèles numériques d'élévation haute résolution (PRISM), un radiomètre visible et infrarouge d'une résolution de 10 m conçu pour observer les terres et les zones côtières (AVNIR-2), et un radar à synthèse d'ouverture en bande L pour observer la surface terrestre par tout temps, de jour comme de nuit (PALSAR). Ce dernier opère suivant les modes StripMap (utilisé dans le cadre de cette thèse) et ScanSAR, dont les fauchées respectives sont de l'ordre de 70 et 350 km et les résolutions de 10 et 100 m (Figure 1.13).

Le satellite ALOS a été mis hors service en mai 2011 suite aux nombreuses tentatives de communication infructueuses de la JAXA, probablement dues à une anomalie dans la production d'énergie. Face au succès de cette mission, la JAXA envoya en mai 2014 une réplique améliorée d'ALOS, appelée ALOS-2, exclusivement dédiée à l'interférométrie radar. Les instruments d'imagerie optique ont été embarqués à bord d'un autre satellite appelé ALOS-3. Contrairement à son prédécesseur, ALOS-2 bénéficie d'un temps de revisite trois fois plus court (14 jours), d'une visée latérale à droite et à gauche, et de trois méthodes d'acquisition, à savoir les modes SpotLight (résolution 3×1 m en $rg \times az$ pour une fauchée de 25×25 km), StripMap (résolutions 3×3 et 10×10 m suivant la bande de fréquence envoyée, pour

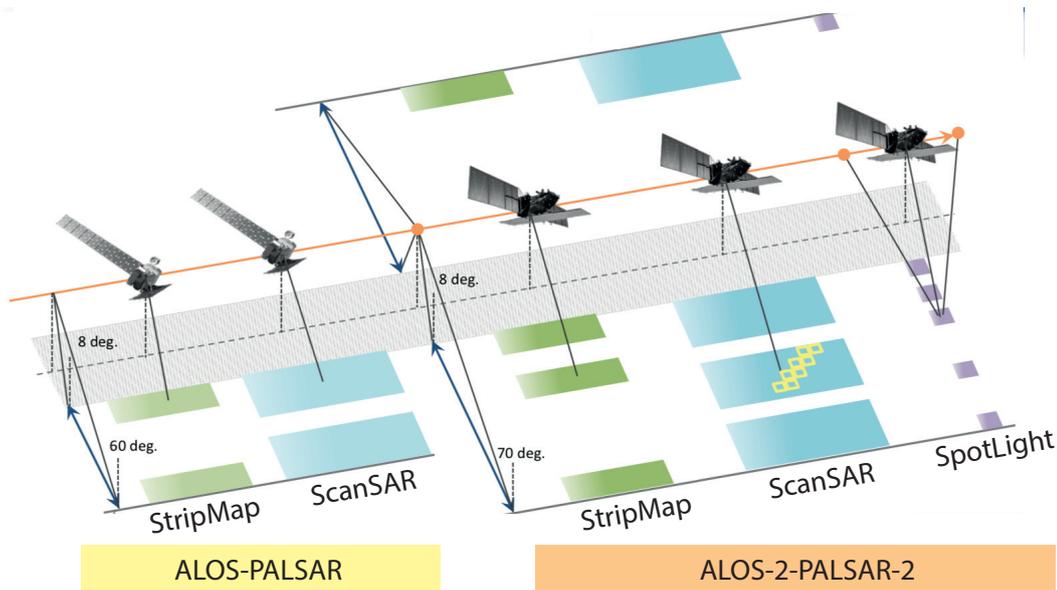


FIGURE 1.13 – Comparaison des méthodes d'acquisition des satellites ALOS et ALOS-2 (Crédit : JAXA).

des fauchées respectives de 50 et 70 km) et ScanSAR (résolution 100×100 m pour des fauchées allant de 350 à 490 km) (Figure 1.13). La JAXA envisage d'envoyer très prochainement un troisième satellite, ALOS-4, afin de prendre le relais d'ALOS-2. Il permettrait de couvrir des fauchées encore plus grandes, pouvant atteindre 35 km pour le mode SpotLight, 200 km pour le mode StripMap et 700 km pour le mode ScanSAR. Ces perspectives offriraient la possibilité d'observer une zone plus large en une seule et même acquisition, notamment lorsqu'une catastrophe de grande ampleur endommage une large zone du globe (séisme majeur).

1.3.2 Sentinel-1A et Sentinel-1B

La constellation Sentinel-1, actuellement composée par le duo de satellites Sentinel-1A et Sentinel-1B lancés respectivement en avril 2014 et avril 2016, est développée par l'ESA dans le cadre du programme spatial Copernicus. Ce programme a pour objectif de développer une flotte de satellites d'observation de la Terre et de fournir les données récoltées aux pays européens dans le but d'améliorer la qualité de vie de leurs citoyens. L'accès aux données se résume en trois mots : complet, gratuit et libre. Les satellites Sentinel-1, opérant en bande C, prennent le relais des missions Envisat et ERS, et ont pour but de fournir des



FIGURE 1.14 – Vue d'artiste du satellite Sentinel-1A (Crédit : ESA).

images de tout temps, de jour comme de nuit (Figure 1.14). Les principales missions sont la surveillance maritime (détection de navires, pollution par des hydrocarbures, suivi de la fonte des glaciers), la surveillance terrestre et la réponse aux crises (déforestation, inondations, tremblements de terre, glissements de terrain, volcans) et la cartographie (subsidence dans les zones urbaines, utilisation des terres agricoles).

Les satellites Sentinel-1, petits bijoux de technologie de 2 tonnes et de 15 m d'envergure, sont les deuxième et troisième satellites à utiliser la technique d'acquisition TOPS, après la mission TerraSAR-X (Torres et al., 2012). Le mode d'acquisition le plus commun pour l'observation de la surface terrestre est appelé *Interferometric Wide swath* (IW). Il consiste à imager 3 *sub-swaths* en utilisant la technique TOPS, pour couvrir une fauchée de 250 km à une résolution de 5×20 m en distance et azimut (Figure 1.15). De ce fait, le duo de satellites Sentinel-1 offre un temps de revisite

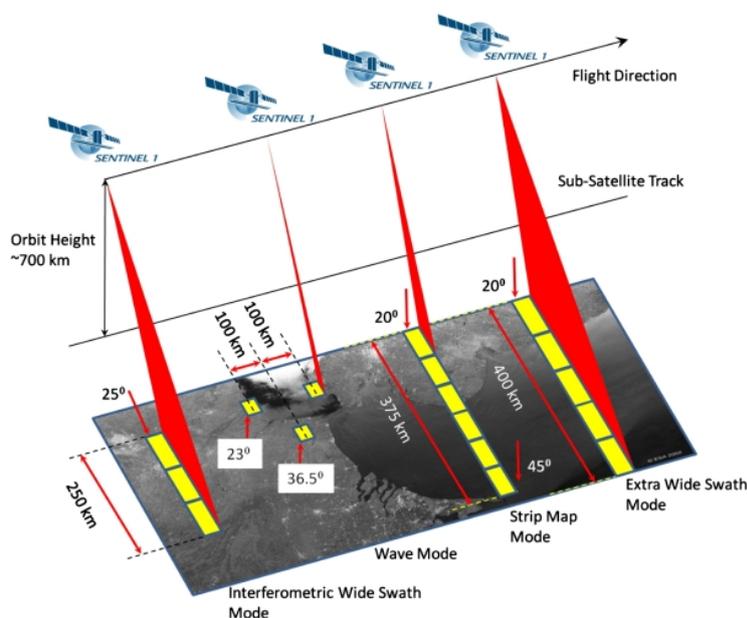


FIGURE 1.15 – Modes d'acquisition des satellites Sentinel-1A et Sentinel-1B, découlant de la méthode d'acquisition TOPS (Crédit : ESA).

encore jamais atteint, chiffré à 6 jours. Pour cette mission, des efforts conséquents ont également été entrepris afin de réduire au maximum le diamètre du tube orbital de ces deux satellites. De façon générale, l'orbite d'un satellite est maintenue dans un cylindre appelé tube orbital, défini par l'écart maximal entre l'orbite réelle du satellite et son orbite de référence (Figure 1.16). Plus le diamètre de ce tube est grand, plus le satellite s'éloigne de son orbite de référence et donc moins deux signaux radar imageant la même zone peuvent interférer, réduisant alors les performances du satellite (Prats-Iraola et al., 2015). Les satellites Sentinel-1 évoluent dans un tube orbital d'un diamètre inférieur à 200 m, comparé à 500 m pour ALOS, contribuant à réduire les phénomènes de décorrélation de deux signaux radar et ainsi assurer la répétabilité de la couverture spatiale entre deux acquisitions. Ainsi, les améliora-

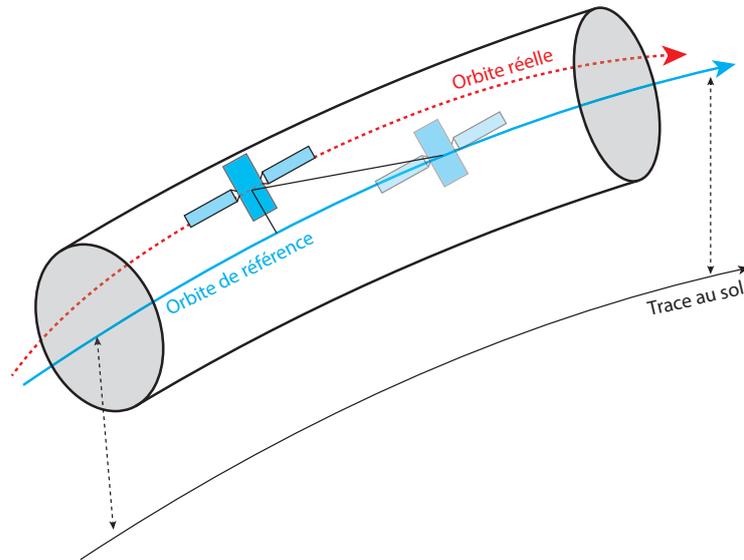


FIGURE 1.16 – Représentation schématique d'un tube orbital (Crédit : ESA, modifié).

tions techniques apportées à la constellation de satellites Sentinel-1 permettent au programme Copernicus de satisfaire à sa politique d'accès aux données, à savoir de fournir gratuitement et en libre accès des données haute résolution (5×20 m) dont le flot est continu (1 image SAR tous les 6 à 12 jours selon les régions du globe) et dont l'emprise spatiale est mondiale (fauchée de 250 km permettant de couvrir la Terre en 6 jours).

Dans cet élan, l'ESA prévoit d'ores et déjà d'envoyer deux autres satellites SAR, Sentinel-1C et Sentinel-1D, pour relayer les satellites Sentinel-1A et Sentinel-1B, dont l'espérance de vie est estimée à 7 ans. Les lancements devraient s'effectuer en 2021 et 2023 (Lancheros et al., 2018). Le temps de revisite de ces satellites nouvelle génération serait inférieur à 4 jours. La fauchée couverte par le faisceau radar atteindrait les 400 km et la résolution d'image pourrait s'élever à 5 m en distance et azimuth, ouvrant alors de nouvelles perspectives, notamment pour la détection et le suivi de navires en mer. Enfin, je souhaite conclure cette section en évoquant une dernière mission envisagée par l'ESA, appelée ROSE-L. Ce satellite est l'un des six candidats étudiés à l'heure actuelle pour faire partie du programme Copernicus (Suess, 2019). Il permettrait entre autres de compléter les informations délivrées par les satellites Sentinel-1. Emettant en bande L, le faisceau radar pourrait alors pénétrer des couvertures enneigées, glacées ou végétalisées, là où un radar en bande C en est incapable. De nouvelles applications seraient alors envisageables, comme par exemple le suivi de la fonte des calottes glaciaires ou encore la détermination du type de culture ou de forêt. Nous devons néanmoins attendre encore quelques années afin de savoir si ce projet verra ou non le jour.

1.3.3 Tableau comparatif

Pour finir de dresser le portrait des satellites utilisés au cours de cette thèse, voici un inventaire synthétique de leurs différences, regroupant les principales caractéristiques développées dans les deux sections précédentes (Tableau 1.1).

TABLE 1.1 – Descriptif des satellites ALOS et Sentinel-1 utilisés dans le cadre de cette thèse.

Paramètres	ALOS	Sentinel-1 A/B
Date de lancement	24 Janvier 2006	3 Avril 2014 et 25 Avril 2016
Altitude de vol	~ 700 km	~ 700 km
Orbite	Héliosynchrone	Polaire et héliosynchrone
Inclinaison	98.16°	98.18°
Bande	L	C
Temps de revisite	46 jours	6 jours
Angle d'incidence	8-60°	29-46°
Mode	StripMap et ScanSAR	TOPS
Largeur de fauchée	70 et 350 km	250 km
Résolution spatiale	10×10m et 100×100m	5×20 m (dist×az)

1.4 Traitement interférométrique

Après avoir retracé l'épopée de la genèse du radar et le développement de la synthèse d'ouverture, il est maintenant temps de démystifier les fondements du traitement interférométrique. Le but de cette thèse étant de détecter et quantifier des phénomènes tectoniques lents par interférométrie radar, je vais donc expliquer dans cette partie comment passer d'une image radar à une image permettant de visualiser et d'extraire des mouvements aussi fins, à aussi grande échelle.

Je débiterai cette partie en exposant pas à pas les étapes qui mènent à la construction d'un interférogramme, qui n'est autre que le produit de l'interférence de deux signaux radar. Puis je détaillerai les méthodes fréquemment utilisées en InSAR, qui permettent de reconstituer un signal de phase continu dans l'espace et ainsi d'accéder au signal de déformation contenu dans un interférogramme. Une grande partie des travaux réalisés au cours de cette thèse ayant porté sur l'amélioration de la détection de faibles déplacements de surface, je décrirai en détail les méthodes de corrections du signal interférométrique, en m'attardant sur les erreurs liées à la contribution atmosphérique ainsi que celles attribuées au processus de déroulement de la phase, qui feront l'objet des deux prochains chapitres. Enfin, je discuterai des intérêts et principales limites de l'InSAR puis je conclurai cette partie en énumérant les familles de méthodes qui permettent de reconstruire l'évolution temporelle des déplacements du sol à partir d'une succession d'interférogrammes.

1.4.1 Des images SAR à l'interférogramme

Une image SAR, telle une œuvre d'art, est une véritable mosaïque numérique constituée de millions de pixels, délimitant chacun une fraction du sol imagé. Cette image, appelée *Single Look Complex* (SLC) dans le jargon scientifique, correspond d'un point de vue mathématique à une mosaïque de nombres complexes, où chaque pixel renvoie un signal caractérisé par une valeur de phase et d'amplitude (Figure 1.17).

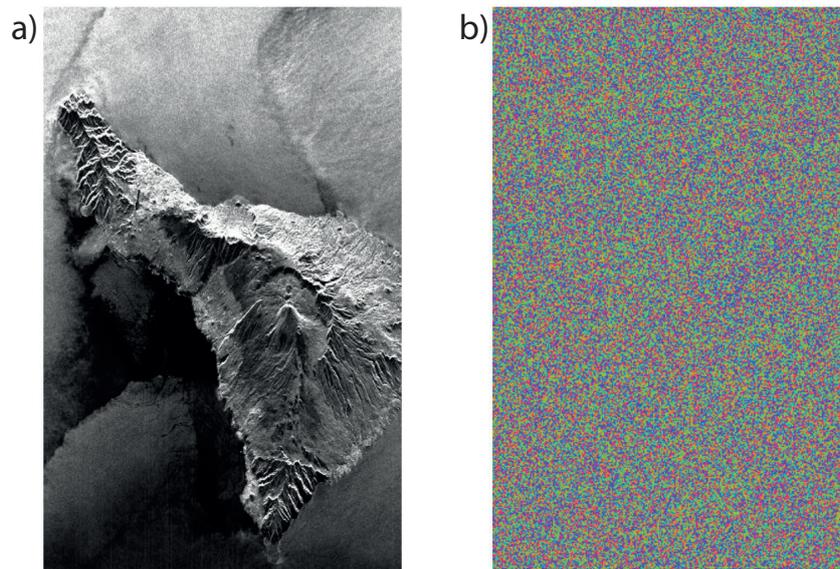


FIGURE 1.17 – Une image SAR est constituée de millions de pixels caractérisés par a) une valeur d'amplitude et b) une valeur de phase (images tirées d'un cours de M. Eineder).

L'amplitude d'une image radar, notée A , est une mesure de la réflectivité du sol, autrement dit de la quantité (intensité) d'énergie réfléchi par le sol. Cette valeur dépend essentiellement de la nature des cibles et de la rugosité du sol. A titre d'exemples, les zones urbaines renvoient généralement des signaux de fortes amplitudes (pixels clairs) et les océans ou toute autre étendue d'eau calme renvoient dans la plupart du temps des signaux de faibles amplitudes, puisque l'onde n'est que très peu réfléchi en direction du satellite (pixels sombres).

La phase d'une image radar, notée ϕ et comprise dans l'intervalle $[-\pi; \pi[$, correspond à la différence de phase entre le signal émis et le signal reçu par le satellite. Elle correspond à la somme de deux contributions : celle liée à la distance cible-récepteur $\frac{4\pi r}{\lambda}$ et le retard de phase lié à la contribution interne des réflecteurs contenus dans le pixel $\phi_{scatterer}$:

$$\phi = \frac{4\pi r}{\lambda} + \phi_{scatterer} \in [-\pi; \pi[, \quad (1.3)$$

avec r la distance cible-récepteur définie selon la ligne de visée du satellite et λ

la longueur d'onde du radar. Comme la distribution spatiale de ces réflecteurs est aléatoire, la phase d'un pixel a une probabilité uniforme de prendre une valeur entre $-\pi$ et π et n'est donc pas cohérente avec la phase des pixels voisins, dont les réflecteurs sont arrangés d'une autre façon. De ce fait, l'interprétation d'une seule image SAR s'avère être un exercice délicat et hasardeux, y compris pour un expert. En effet, vous risqueriez-vous à déchiffrer l'image 1.17 b ?

La phase d'une seule image SAR est inexploitable. A l'inverse, différencier la phase de deux images SAR revient à éliminer la contribution interne aléatoire de chaque pixel $\phi_{scatterer}$, en faisant l'hypothèse que ce retard de phase est stable entre les deux acquisitions. Ainsi, si l'on considère les phases ϕ_1 et ϕ_2 de deux images SAR construites à partir d'une acquisition 1 et une acquisition 2, la différence de phase résultante $\Phi_{1,2}$ ne dépend plus que des distances séparant le sol du récepteur r_1 et r_2 (Figure 1.18) :

$$\Phi_{1,2} = \phi_1 - \phi_2 = \frac{4\pi}{\lambda}(r_1 - r_2), \quad (1.4)$$

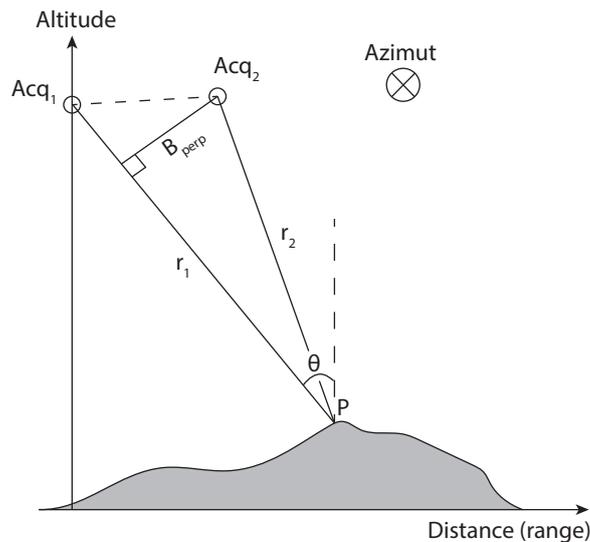


FIGURE 1.18 – Schéma représentant la géométrie d'acquisition de deux images SAR. Le point P est imagé lors d'une première puis d'une seconde acquisition du satellite. Comme la position du satellite varie entre les deux acquisitions, l'angle d'incidence θ ainsi que les distances séparant le point P du satellite r_1 et r_2 diffèrent également. La distance séparant les deux positions du satellite est appelée ligne de base. La projection de cette dernière sur la ligne de visée s'appelle la ligne de base parallèle et est notée B_{\parallel} , tandis que la composante orthogonale est nommée ligne de base perpendiculaire, et notée B_{\perp} .

Comme mentionné précédemment, une image SAR contient un signal complexe, noté S , résultant de la combinaison des signaux de phase ϕ et d'amplitude A :

$$S = Ae^{i\phi} \in \mathbb{C}. \quad (1.5)$$

En appliquant le principe d'interférométrie différentielle, le produit conjugué de deux signaux complexes S_1 et S_2 , associés à deux SLCs, permet de construire une nouvelle image I , appelée interférogramme :

$$I = S_1 \overline{S_2} = A_1 A_2 e^{i(\phi_1 - \phi_2)}, \quad (1.6)$$

où A_1 , A_2 sont les amplitudes des SLCs 1 et 2 et ϕ_1 , ϕ_2 leurs phases. La phase de l'interférogramme obtenu $\Phi_{1,2}$, appelée phase interférométrique, est cette fois-ci cohérente puisqu'elle ne dépend plus des contributions internes de chaque pixel (Equation 1.4; Figure 1.19). Toutefois, cette hypothèse de stabilité des réflecteurs entre deux acquisitions n'est pas toujours vérifiée. La notion de cohérence interférométrique est alors introduite afin de renseigner l'utilisateur sur la stabilité de la phase entre deux acquisitions radar.

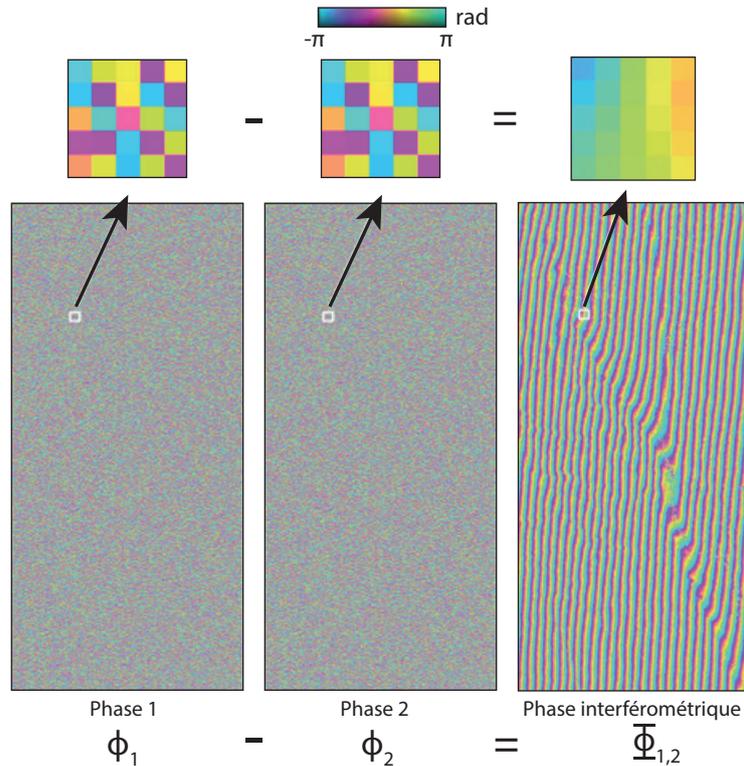


FIGURE 1.19 – Principe de l'interférométrie différentielle (DInSAR). La phase d'une image SAR est aléatoire spatialement. La différence de phase de deux images SAR, ϕ_1 et ϕ_2 , construites à partir de deux acquisitions radar, permet d'éliminer la contribution interne aléatoire de chaque pixel et ainsi d'aboutir à une phase cohérente spatialement $\Phi_{1,2}$, appelée phase interférométrique, ne dépendant que de la différence de temps de trajet aller-retour de l'onde électromagnétique entre deux acquisitions (issu d'un cours de G. Peltzer, UCLA).

1.4.2 Cohérence interférométrique

La cohérence interférométrique, notée γ , est une mesure locale du degré de corrélation (similarité) entre deux images radar. Elle est définie en chaque pixel d'un interférogramme de la façon suivante :

$$\gamma = \frac{S_1 \overline{S_2}}{\sqrt{S_1 \overline{S_1} S_2 \overline{S_2}}}, \quad (1.7)$$

où S_1 et S_2 sont les signaux complexes de deux images SAR (amplitude et phase). Plus la valeur de cohérence est élevée (proche de 1) et plus la phase est stable entre les deux images SAR. À l'inverse, plus cette valeur est faible (proche de 0) et plus la phase est aléatoire. La variation relative de phase entre pixels voisins n'est alors pas mesurable. Cette perte de cohérence, traduite par la présence de bruit dans l'interférogramme, empêche alors toute mesure de déplacement puisque le mouvement relatif entre pixels n'est pas quantifiable.

La valeur de cohérence d'un interférogramme dépend essentiellement des effets de décorrélation des deux signaux radar. Je propose ici de lister les sources de perte de cohérence les plus communes (Zebker & Villasenor, 1992; Hanssen, 2001; Ferretti et al., 2007; Massonnet & Souyris, 2008).

Les effets de décorrélation spatiale (géométrique) - La perte de cohérence spatiale est causée par la différence de prise de vue d'une même scène entre deux acquisitions (Figure 1.20). Les deux satellites étant séparés entre les deux passages

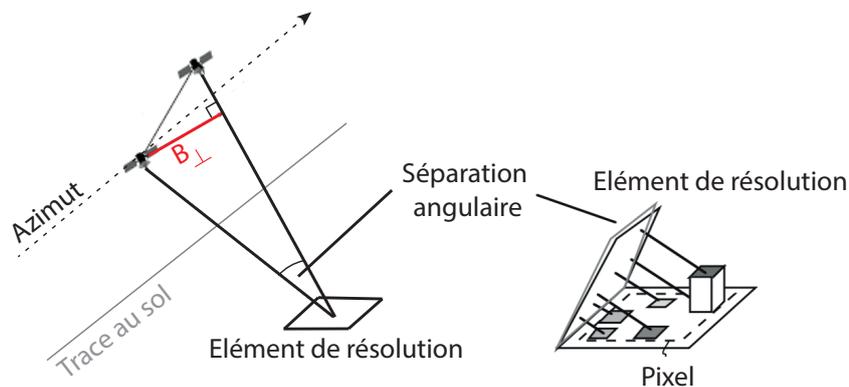


FIGURE 1.20 – Illustration du phénomène de décorrélation géométrique. Le positionnement des satellites étant différent entre deux passages, l'angle de vue d'une même cible est alors modifié. Une séparation angulaire trop grande entraînera une perte de cohérence du pixel (bruit), causée par l'impossibilité de corrélérer les signaux de phase entre les deux passages (modifié d'après Simons & Rosen (2015)).

par une distance appelée ligne de base perpendiculaire, notée B_{\perp} , la différence de positionnement implique que les angles d'incidence ne soient pas identiques pour

une même cible au sol, amenant alors à des temps de trajets aller-retour d'ondes différents. Plus l'angle de vue (séparation angulaire) est différent entre les deux passages et plus il est difficile de corrélérer les deux signaux obtenus. Face à ce problème, la notion de ligne de base critique B_c (*critical baseline*) a été introduite, définissant la valeur maximale de B_{\perp} à partir de laquelle la cohérence est théoriquement nulle (la phase interférométrique correspond exclusivement à du bruit). En pratique, l'estimateur de la cohérence étant biaisé, les valeurs de cohérence restent positives.

Les effets de décorrélation temporelle - La perte de cohérence temporelle est engendrée quant à elle par des changements aléatoires des éléments d'une cible au sol entre deux acquisitions (Figure 1.21). Un changement des propriétés du sol entre deux acquisitions, comme par exemple la croissance ou le mouvement de la végétation, des changements d'origine anthropique ou encore le mouvement de la surface de l'eau, génère des rétrodiffusions d'ondes électromagnétiques différentes et empêche là aussi la corrélation des deux images SAR, ce qui entraîne une perte de cohérence. Pour éviter tant que possible ce phénomène, il est conseillé de privilégier des acquisitions rapprochées dans le temps de sorte à éviter tout changement des propriétés de rétrodiffusion du sol entre deux acquisitions. La séparation temporelle des satellites entre deux passages est appelée ligne de base temporelle, et notée B_t .

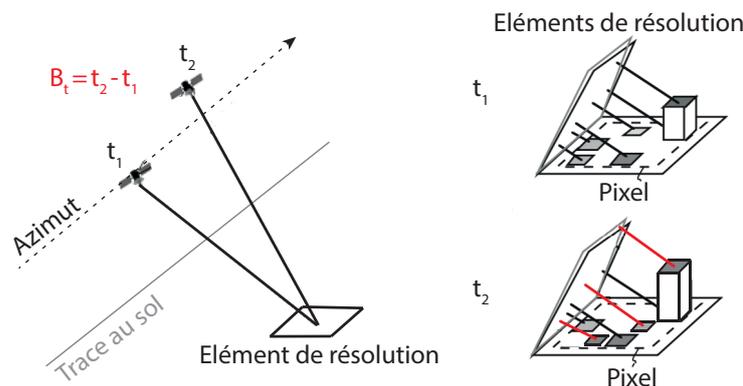


FIGURE 1.21 – Illustration du phénomène de décorrélation temporelle. Les acquisitions des satellites s'opérant à des temps différents, un changement des propriétés de rétrodiffusion du sol entre les deux passages entraînera une perte de cohérence du pixel (bruit), causée par l'impossibilité de corrélérer les signaux de phase entre les deux passages (modifié d'après [Simons & Rosen \(2015\)](#)).

Les effets de décorrélation engendrés par le capteur - La cohérence, même si elle dépend des propriétés de rétrodiffusion du sol, est également liée à la longueur d'onde du signal radar. Plus la longueur d'onde est petite et plus le faisceau radar est sensible aux variations de petites longueurs d'onde telles que le mouvement des feuilles, des arbres ou des particules d'eau en surface, pouvant amener à la présence de bruit dans l'image résultante (Figure 1.22). Par exemple, la bande C (5.6 cm) a une longueur d'onde plus courte que celle de la bande L (24 cm) et pénètre donc moins facilement dans des milieux végétalisés ou enneigés, entraînant dans ces

régions des pertes de cohérence et donc un bruit plus important que pour la bande L (Rosen et al., 1996). L'idéal serait d'embarquer un radar émettant à plusieurs longueurs d'onde, permettant d'imager des régions où les bandes C et X échouent.

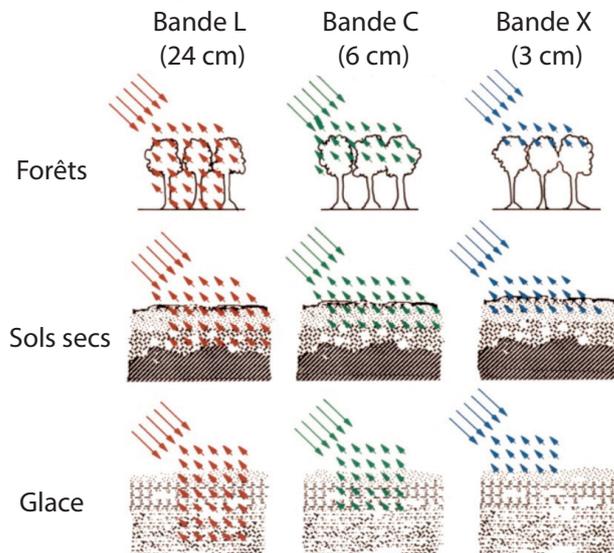


FIGURE 1.22 – Illustration du phénomène de décorrélation liée à la longueur d'onde du faisceau radar. Plus la longueur d'onde est petite, moins la pénétrabilité du faisceau radar est importante, ce qui peut entraîner des pertes de cohérence (bruit) dans l'image résultante (Rosen, 2014).

Le bruit de chatoiement (ou *speckle*) - Ce phénomène est à l'origine de la texture poivre et sel que peut avoir une image SAR (Figure 1.23). Cet aspect aléatoire provient de la superposition des différentes contributions de multiples réflecteurs, dont la taille est très inférieure à la résolution de l'image (Figure 1.24). Comme le signal de phase d'un pixel correspond à la somme complexe des échos de chacun de ses réflecteurs, l'interférence peut alors s'opérer de manière constructive (pixel clair) ou destructive (pixel sombre). Prenons l'exemple d'une prairie. Cette scène, d'apparence homogène, devrait aboutir à une image d'aspect homogène. Mais la rétrodiffusion associée à chaque brin d'herbe de la prairie amène à avoir des pixels clairs (l'amplitude de l'onde est élevée) et d'autres plus sombres (l'amplitude de l'onde est faible), la scène apparaît alors tachetée. Nous le verrons par la suite, un filtrage adapté (lissage des données) ou l'application de coefficients de multi-looking (moyennage de pixels voisins) permettent de réduire ce phénomène de chatoiement.

La coregistration - L'étape de coregistration, ou de recalage, consiste à réaligner entre elles deux SLCs ayant imagé la même surface dans une géométrie différente. Une précision de recalage de l'ordre d'une fraction de pixel est nécessaire afin de minimiser le bruit et permettre aux deux signaux d'interférer. Ce bruit ne pouvant être traité en post traitement, une coregistration fine est donc primordiale lors du traitement interférométrique.



FIGURE 1.23 – Illustration du phénomène de chatoiement (*speckle*). Exemple d'une image SAR acquise par le satellite ERS-1, dont la texture poivre et sel limite son interprétation (Crédit : ESA).

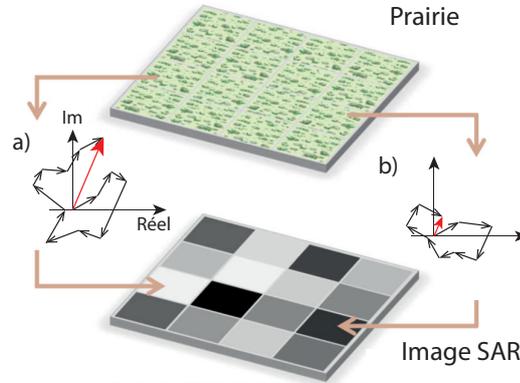


FIGURE 1.24 – Illustration du phénomène de décorrélation liée aux propriétés intrinsèques du sol. a) La somme des échos des réflecteurs se fait de manière constructive, l'amplitude du signal résultant (vecteur rouge) est alors élevée (pixel clair). b) La somme des échos des réflecteurs se fait de manière destructive, l'amplitude du signal résultant (vecteur rouge) est alors faible (pixel sombre).

1.4.3 Coregistration de deux images SAR

L'interférométrie différentielle implique que deux images SAR ne soient pas acquises exactement dans la même configuration géométrique lors de deux passages consécutifs d'un satellite. Entre les deux passages, l'angle d'incidence peut varier en raison des fluctuations de l'orbite du satellite et les cibles au sol peuvent différer puisque les deux images ne sont pas acquises au même moment. Pour assurer l'interférence des deux signaux radar et générer un interférogramme dont le rapport signal sur bruit est grand (peu bruité), l'une des deux images, appelée image esclave, doit être au préalable réalignée sur la seconde, appelée image maîtresse, de sorte que leurs pixels soient comparables lors de la différenciation des deux signaux. Cette première étape, appelée coregistration, est essentielle puisqu'elle influence fortement la précision de l'interférogramme obtenu par la suite. Toute erreur de recalage entre les deux images SAR entraîne une perte de cohérence dans l'interférogramme (Li & Goldstein, 1990; Fornaro, 1995) et introduit également, dans le cas du mode TOPS, une rampe azimutale systématique dans le signal de phase de l'interférogramme (Prats-Iraola et al., 2012; Grandin, 2015; Yague-Martinez et al., 2016). Trois méthodes de coregistration ont été mises au point, chacune amenant à une précision différente. Je vais donc présenter succinctement les approches de *cross-correlation*, qui amènent à une précision allant jusqu'à un ou deux pixels (*coarse coregistration*⁵), ainsi que les approches géométriques et de diversité spectrale, qui mènent quant à elles à des

5. Traduit en français par coregistration grossière

précisions inférieures à un pixel (*fine coregistration*).

Les premières méthodes de coregistration ayant vu le jour sont basées sur la *cross-correlation* (corrélation croisée) de deux images SAR, qui fournit une mesure de la similitude entre les deux signaux radar, et de transformation rigide (Schaum & McHugh, 1991; Michel & Avouac, 1999). La démarche est la suivante : dans un premier temps, la *cross-correlation* est effectuée entre les images d'amplitude maîtresse et esclave. Le résultat permet d'estimer le maximum de corrélation entre les deux images SAR et d'en déduire les décalages dans les zones où la corrélation est maximale, appelées points homologues. Dans un second temps, les transformations de l'image esclave sont estimées en fonction des décalages des points homologues et sont ensuite appliquées à l'image. Dans ce cas, les transformations sont dites rigides puisqu'elles préservent la distance euclidienne entre chaque paire de points. On peut également modéliser la transformation par une fonction polynomiale de degré 1. *In fine*, cette méthode de coregistration ne permet d'obtenir qu'une précision de l'ordre de quelques pixels, c'est pourquoi d'autres méthodes ont été développées par la suite.

Grâce à l'amélioration conjointe de la précision des modèles numériques de terrain (*Digital Elevation Model* (DEM)) et celle des orbites des satellites, une méthode de coregistration, dite géométrique, a pu voir le jour (Sansosti et al., 2006). Le principe est le suivant : dans un premier temps, chaque pixel des images esclave et maîtresse, exprimé en coordonnées SAR (distance et azimuth) est projeté suivant le système de référence cartésien (latitude et longitude) à l'aide d'un DEM et des orbites précises du ou des satellites. Les décalages en distance et en azimuth sont ensuite calculés en fonction des décalages de coordonnées cartésiennes. Dans un second temps, ces décalages permettent de définir un système d'équations de transformations géométriques à appliquer à l'image esclave de sorte qu'elle soit recalée sur l'image maîtresse. Les modifications peuvent inclure des translations, des rotations, du cisaillement ou encore des homothéties. L'image esclave est ensuite ré-échantillonnée en fonction de ces équations. *In fine*, cette méthode de coregistration permet d'atteindre une précision de l'ordre de 1/10 de pixel, ce qui reste suffisant pour la génération d'un interférogramme (Lin et al., 1992; Yague-Martinez et al., 2016). Néanmoins, un décalage en azimuth des deux images SAR peut persister en raison d'erreurs importantes sur les orbites des satellites, qui peut être corrigé par une troisième méthode de coregistration.

Nous l'avons vu précédemment, la nouvelle méthode d'acquisition TOPS permet d'obtenir des images radar à haute résolution (5 x 20 m en azimuth et distance). Contrairement aux autres méthodes d'imagerie, le mode TOPS requiert une précision de l'ordre de 1/1000 de pixel, nécessitant alors une autre méthode de coregistration, plus précise que les deux précédentes. En effet, dans ce mode d'acquisition, l'introduction d'une erreur de coregistration constante en azimuth entraîne la création d'une rampe de phase dans la direction azimuthale, qui amène par la suite, lors du "collage" des bursts successifs, à la création de discontinuités dans l'interférogramme

localisées entre chaque zone d'*overlap* (Prats-Iraola et al., 2012; Fattahi et al., 2017). Pour augmenter la précision de la coregistration et ainsi éviter la création de discontinuités dans la phase interférométrique, trois méthodes de coregistration basées sur l'exploitation de la diversité spectrale des images SAR ont été mises au point. La première, appelée coregistration SD (*Spectral Diversity*, autrement appelée *split-bandwidth technique*), consiste à "découper" chacune des deux images SAR en deux images distinctes, l'une avec un filtre passe-bande inférieur, l'autre avec un filtre passe-bande supérieur, amenant ainsi à quatre images à basse résolution. Deux interférogrammes à basse résolution sont alors formés en combinant les images de fréquences communes. La différence de phase entre ces deux interférogrammes permet de calculer directement les erreurs d'alignement en azimuth entre les deux images SAR (Scheiber & Moreira, 2000; Bamler & Eineder, 2005; Prats-Iraola et al., 2012). Néanmoins, la précision de ces erreurs d'alignement peut encore être améliorée grâce à la méthode de coregistration ESD (*Enhanced Spectral Diversity*). Le principe est le même, la seule différence avec la méthode SD vient du fait d'utiliser non plus les images SAR entières mais uniquement les zones d'*overlap* entre *bursts*. Elle n'est donc applicable que pour des images acquises suivant le mode TOPS. La coregistration est alors plus précise puisque la séparation en fréquence de ces zones de recouvrement, observées à la fois en visée avant et en visée arrière, est plus grande que celle utilisée dans la méthode SD, et permet d'obtenir deux interférogrammes à basse résolution puis ensuite de générer un interférogramme différentiel dont la phase représente uniquement les erreurs d'alignement en azimuth des deux images SAR (Prats-Iraola et al., 2012; Fattahi et al., 2017). La dernière méthode, appelée coregistration NESD (*Network-based Enhanced Spectral Diversity*), est basée sur le fait que le décalage des images doit être cohérent entre les différentes acquisitions radar, reliées par des interférogrammes (Fattahi et al., 2017). Elle utilise alors un réseau d'*overlaps* d'interférogrammes à courtes lignes de base temporelles afin d'estimer les erreurs de recalage au cours du temps (au travers de la série temporelle d'interférogrammes) uniquement entre des paires d'images SAR cohérentes.

Ainsi, il existe à l'heure actuelle trois grandes familles de coregistration : les méthodes de *cross-correlation*, celles basées sur la géométrie des images SAR et d'autres qui utilisent la diversité spectrale de ces images radar. Ces méthodes, même si elles proposent des approches différentes, ont toutes pour finalité le repositionnement d'une image esclave en fonction d'une image de référence, appelée image maîtresse. Les pixels étant ainsi comparables, les deux signaux contenus dans deux images SAR peuvent alors interférer et former un interférogramme. Néanmoins, la précision du recalage de deux images dépend fortement de la méthode utilisée, puisqu'elle varie de quelques pixels pour la première méthode, à 1/10 de pixel pour la seconde et atteint 1/1000 de pixel pour les méthodes SD, ESD et NESD. Dans le cas du mode d'acquisition TOPS, il est alors préférable d'utiliser dans un premier temps une méthode de coregistration grossière voire fine (e.g. *cross-correlation* ou coregistration géométrique) puis de ré-affiner le recalage grâce à une méthode de coregistration basée sur la diversité spectrale des images SAR.

1.4.4 Déroulement de la phase

1.4.4.1 Principe de base

La nature périodique de l'onde électromagnétique envoyée par le radar implique que la phase absolue de chaque pixel d'un interférogramme ne soit connue que modulo 2π . En effet, deux distances sol-satellite différentes introduisent le même changement de phase si elles ne diffèrent que d'un multiple entier de la longueur d'onde du signal. Or, certaines applications telles que l'estimation de la topographie ou des déformations de surface requièrent de lever cette ambiguïté afin de passer d'une phase dite enroulée (*wrapped*) à une phase dite déroulée (*unwrapped*) où le signal est continu dans l'espace (Figure 1.25). Cette étape, appelée déroulement, consiste à estimer pour chaque pixel d'un interférogramme la valeur exacte de la phase ϕ^{unw} en trouvant à partir de la phase enroulée ϕ^{wrap} la valeur entière de k , multiple de 2π , qui rende le signal continu dans l'espace (Goldstein et al., 1988; Ghiglia & Romero, 1994; Bamler & Hartl, 1998; Costantini, 1998; Chen & Zebker, 2000) :

$$\phi^{unw} = \phi^{wrap} + 2k\pi. \quad (1.8)$$

L'étape de déroulement s'avère être simple lorsque la phase est cohérente dans l'ensemble de l'interférogramme (peu bruitée et pas de forts gradients de phase naturels). De ce fait, les algorithmes de déroulement arrivent à converger vers une solution où aucune zone de l'interférogramme n'est déconnectée des autres ou entachée d'erreurs. Dans le cas où la phase n'est pas cohérente, ces algorithmes peuvent échouer à dérouler le signal, provoquant alors l'apparition d'erreurs dans le signal de phase déroulée, ce qui compromet fortement l'interprétation de l'interférogramme résultant. Le déroulement de la phase interférométrique est donc l'une des étapes les plus importantes en InSAR mais c'est également à cette étape que les techniques divergent. Cette partie vise à répertorier les méthodes de déroulement actuelles, qui peuvent être groupées suivant deux grandes catégories : les méthodes locales, qui visent à reconstruire le signal de proche en proche et où chaque pixel est évalué individuellement, et les méthodes globales, où les pixels sont traités simultanément pour chercher une solution globale sur l'ensemble de l'interférogramme. Parmi les méthodes locales, on retrouve la méthode des résidus (ou méthode de *Branch-Cut*), qui consiste à intégrer le signal de phase de pixel en pixel en évitant des chemins de déroulement où la phase est inconsistante (Goldstein et al., 1988; Prati et al., 1990; Lin et al., 1994; Hertzberg et al., 2018), et la méthode de *Minimum Cost Flow*

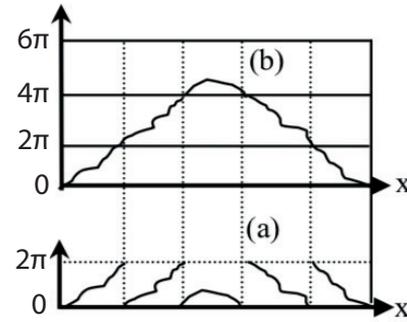


FIGURE 1.25 – a) Phase avant et b) après déroulement.

(MCF), basée sur le même principe mais qui recherche cette fois-ci une solution optimale en minimisant des fonctions coûts associées au chemin de déroulement (Flynn, 1997; Costantini, 1998; Chen & Zebker, 2000, 2001). Parmi les méthodes globales, on retrouve la méthode des moindres carrés, qui cherche une solution globale en minimisant les écarts entre les phases enroulée et déroulée (Ghiglia & Romero, 1994; Pritt, 1996) ainsi que la méthode de déroulement en 3D, qui consiste à guider le déroulement spatial d'une série d'interférogrammes grâce à la dimension temporelle (e.g. Hooper, 2007; Hooper & Zebker, 2007; Hooper, 2010; Hussain et al., 2016).

1.4.4.2 Méthode des résidus (Branch-Cut)

La méthode des résidus, de son appellation anglo-saxonne *Branch-Cut method*, est une approche locale qui vise à dérouler la phase d'un interférogramme de proche en proche par intégration, en émettant l'hypothèse que la différence de phase entre deux pixels adjacents n'excède pas π , autrement dit que la phase déroulée est continue spatialement et varie peu de proche en proche (Goldstein et al., 1988; Prati et al., 1990; Lin et al., 1994; Herszterg et al., 2018). Ainsi, il est possible de dérouler la phase interférométrique en suivant un chemin d'intégration, qui débute à partir d'un point de référence appelé graine de déroulement, défini préalablement par l'utilisateur. Dans la réalité, cette hypothèse n'est pas toujours vérifiée. En effet, la présence de gradients de phase élevés (e.g. relief abrupt, déformation importante) ou la prédominance de bruit dans la phase interférométrique sont des facteurs qui viennent corrompre le processus de déroulement en créant des discontinuités de phase au sein de l'interférogramme, appelées inconsistances de phase (Ghiglia et al., 1987), résidus (Goldstein et al., 1988) ou encore erreurs de déroulement (Benoit et al., 2019). Afin d'éviter que ces erreurs ne se propagent dans tout l'interférogramme, la méthode de *Branch Cut* a pour but d'identifier ces résidus et de créer des lignes de coupure afin d'éviter les chemins d'intégration inconsistants lors du déroulement.

La méthode des résidus procède comme suit :

- Identification des résidus : dans un premier temps, un point de référence est choisi par l'utilisateur afin d'initier le processus de déroulement. Il correspond généralement au pixel situé au centre de l'interférogramme. L'algorithme calcule ensuite la somme des différences de phase d'une boucle fermée formée par le pixel sélectionné et trois autres pixels voisins (Figure 1.26). Par convention, la somme s'effectue dans le sens des aiguilles d'une montre. Si l'intégrale de cette somme est non nulle alors la phase n'est pas consistante entre ces quatre pixels voisins. Un résidu positif ou négatif est alors déclaré, suivant le signe obtenu. L'algorithme réitère cette opération pour toutes les boucles fermées de quatre pixels de l'interférogramme.
- Création des lignes de coupure : après avoir identifié toutes les inconsistances de phase dans l'interférogramme, l'algorithme relie ensuite les résidus de signes

opposés les plus proches. Les lignes obtenues définissent des lignes de coupure que le chemin d'intégration ne doit pas franchir, sans quoi des erreurs de déroulement pourraient apparaître et se propager dans l'interférogramme durant la phase de déroulement.

- Déroulement : une fois les résidus identifiés et les lignes de coupures générées, l'algorithme procède au déroulement de la phase en ne suivant que les chemins d'intégration qui mènent à des solutions consistantes (sans franchir de lignes de coupure). Au cours du chemin, il lui suffit alors d'ajouter à la phase enroulée du pixel l'entier k nécessaire afin que la phase soit continue entre pixels voisins (Equation 1.8).

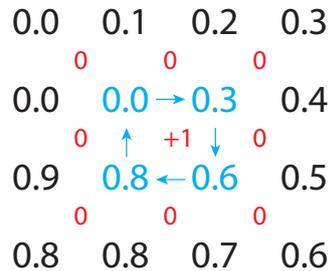


FIGURE 1.26 – Méthode des résidus (*branch-cut method*). En considérant une séquence de phase 2D allant de 0 à 1, l'algorithme calcule la somme des différences de phase de chaque boucle fermée contenant 4 pixels adjacents (ici en bleu). Si l'intégrale de ces sommes (ici en rouge) est non nulle, alors un résidu est identifié. Dans cet exemple, le résidu est dit positif en raison du signe de l'intégrale (modifié d'après Goldstein et al. (1988)).

La méthode des résidus s'avère être à la fois rapide et efficace. Néanmoins, ce type de déroulement de proche en proche avec création de lignes d'évitement reste limité. Tout d'abord, des lignes de coupure peuvent parfois former une boucle fermée, isolant alors des parties de l'interférogramme qui ne pourront pas être connectées aux autres lors du déroulement de la phase de proche en proche. Ensuite, cette méthode est basée sur l'hypothèse que la phase de deux pixels voisins ne diffère que d'une fraction de π , autrement dit elle ne peut s'opérer que dans des zones où la cohérence est forte (peu bruitées) et où les gradients de phase sont faibles. Dans le cas inverse, la méthode des résidus peut échouer à trouver une solution consistante et des erreurs de déroulement peuvent alors apparaître au sein de l'interférogramme. Néanmoins, comme cette technique mène à des phases déroulées multiples de 2π , des algorithmes basés sur la fermeture de phase d'un triplet d'interférogrammes permettent de corriger automatiquement ce type d'erreurs (e.g. Benoit et al., 2019, cf. Chap. 3).

1.4.4.3 Méthode de Minimum Cost Flow (MCF)

La méthode de *Minimum Cost Flow* (MCF), tout comme la méthode des résidus, est une approche locale qui vise à dérouler le signal de phase de proche en proche en ajoutant à la phase enroulée des multiples entiers de π (Flynn, 1997; Costantini,

1998; Chen & Zebker, 2000, 2001). Cette technique peut s'apparenter à une solution globale de la méthode des résidus puisqu'elle consiste là encore à relier des résidus positifs et négatifs mais cette fois-ci le chemin de déroulement est guidé par l'objectif de minimiser les écarts entre les dérivées des phases enroulée et déroulée, à condition que les valeurs de phase de deux pixels adjacents ne diffèrent que par des multiples entiers de 2π .

Le déroulement par la méthode de *Minimum Cost Flow* procède comme suit :

- Identification des résidus : comme précédemment, l'algorithme construit un réseau de boucles fermées formées par quatre pixels adjacents, ici appelées des noeuds. Il calcule ensuite les résidus, qui ne sont autres que la somme des différences de phase enroulée de chaque noeud, et qui peuvent être soit nuls (pas d'inconsistance de phase), soit positifs ou négatifs (présence d'une inconsistance de phase).
- Calcul de flux : les noeuds du réseau sont reliés entre eux par des arcs, qui correspondent aux chemins de déroulement possibles. Après avoir identifié les résidus, l'algorithme associe à chaque arc du réseau de noeuds une valeur de flux, calculée comme la différence de cycle entre les gradients de phase enroulée et déroulée (l'entier k dans l'équation 1.8). Autrement dit, ces valeurs de flux correspondent aux multiples de 2π à ajouter à la phase enroulée lors du déroulement pour reconstruire une phase continue dans l'espace.
- Déroulement par minimisation de fonction-coût : l'algorithme associe ensuite au flux de chaque arc un coût (Flynn, 1997; Costantini, 1998; Chen & Zebker, 2000, 2001). L'objectif *in fine* consiste à reconstruire le signal de phase à partir de sa phase enroulée en cherchant la solution globale optimale qui minimise le coût total, défini comme la somme des coûts de tous les flux d'arcs empruntés lors du déroulement.

La méthode de *Minimum Cost Flow* peut être considérée comme une extension de la méthode des résidus, où les zones inconsistantes, localisées à l'échelle globale de l'interférogramme, se voient écartées du chemin de déroulement de la phase en éliminant les arcs ayant un coût trop important (gradients de phase trop forts entre pixels voisins). Dans cette méthode où le déroulement de la phase s'opère de proche en proche, la solution globale (phase déroulée) est fortement dépendante de l'interférogramme initial. Si la phase enroulée est bruitée, la méthode MCF ne pourra que très peu dérouler cette phase. La solution globale est également dépendante du processus de pondération choisi. Une valeur de coût sous-estimée favorise le passage du chemin de déroulement au travers de zones pourtant inconsistantes, provoquant alors l'apparition et la propagation d'une erreur de déroulement au sein de l'interférogramme. Néanmoins, tout comme la méthode des résidus, cette technique mène à des phases déroulées multiples de 2π qui peuvent être corrigées par des algorithmes basés sur la fermeture de phase d'un triplet d'interférogrammes (e.g. Benoit et al., 2019, cf. Chap. 3).

1.4.4.4 Méthodes des moindres carrés

La méthode des moindres carrés est une approche globale qui consiste non plus à dérouler la phase d'un interférogramme de proche en proche mais conjointement, en considérant les pixels comme un ensemble et non pas individuellement. Pour cela, les algorithmes basés sur la méthode des moindres carrés cherchent une solution globale (phase déroulée) qui minimise les différences entre les gradients de phase déroulée et enroulée, au sens des moindres carrés (Ghiglia & Romero, 1994; Pritt, 1996).

Le déroulement par la méthode des moindres carrés procède comme suit :

- Calcul des dérivées partielles : dans un premier temps, l'algorithme calcule les dérivées partielles de la phase enroulée, autrement dit les différences de phase (gradients) entre chaque pixel de l'interférogramme enroulé.
- Déroulement par minimisation des différences : l'algorithme cherche ensuite une solution globale de la phase déroulée qui corresponde le mieux aux dérivées partielles de la phase enroulée, c'est-à-dire qui minimise les différences entre la phase déroulée et la phase enroulée au sens des moindres carrés. Pour cela, il existe deux techniques :
 - La méthode des moindres carrés non pondérés : dans cette méthode, les pixels de l'interférogramme ont un poids identique, autrement dit ils contribuent tous de la même façon au déroulement de l'interférogramme. L'algorithme procède donc au déroulement de tous les pixels de l'interférogramme, y compris ceux pour lesquels la phase n'est pas consistante. L'absence de pondération des zones inconsistantes amène alors à introduire des erreurs importantes dans la phase déroulée.
 - La méthode des moindres carrés pondérés : cette méthode, plus robuste que la précédente, consiste à écarter du processus de déroulement les zones où la phase n'est pas consistante, permettant ainsi d'éviter la propagation d'erreurs lors du déroulement. Pour cela, l'utilisateur est amené à définir une matrice de pondération, de taille identique à celle de l'interférogramme, afin d'attribuer un poids à chaque pixel. Le but consiste ici à assigner des poids nuls aux zones inconsistantes de telle sorte qu'elles n'aient ensuite que très peu d'influence sur le processus de déroulement. Cette technique nécessite d'avoir des informations *a priori* sur l'interférogramme, telles que la localisation des zones bruitées ou de forts reliefs etc, pour guider la construction de la matrice de pondération. De plus, l'ajout d'une matrice de pondération dans le processus de minimisation des différences implique l'utilisation de nombreuses itérations pour converger vers une solution optimale, qui se traduit par une augmentation considérable du temps de calculs (temps nécessaire au déroulement complet de l'interférogramme).

La méthode des moindres carrés non pondérés permet d'obtenir une solution globale où tous les pixels d'un interférogramme sont déroulés (aucun "trou" dans

l'interférogramme). Néanmoins, cet avantage peut parfois constituer un inconvénient. En effet, cette méthode converge vers une solution où le signal de phase est déroulé en tout point de l'interférogramme, y compris dans les zones où les données sont erronées (zones bruitées), ce qui rend l'interprétation très subjective et hasardeuse.

1.4.4.5 Méthode de déroulement en 3D

La méthode de déroulement en 3D consiste non plus à dérouler chaque interférogramme indépendamment des autres mais à utiliser l'évolution temporelle de la phase au travers d'une série d'interférogrammes pour guider le déroulement dans la dimension spatiale (Hooper, 2007, 2010; Hussain et al., 2016). Le déroulement, dans les cas précédents 2D (longitude et latitude ou colonne et ligne), s'opère ici en 3D (longitude, latitude et temps ou colonne, ligne et temps), ce qui permet d'améliorer la précision de la solution autant qu'a pu le faire le passage d'un déroulement 1D à 2D (Hooper & Zebker, 2007). Comme dans les autres méthodes de déroulement, la différence de phase entre deux pixels adjacents se doit d'être inférieure à π dans les trois dimensions de l'espace.

Le déroulement de la phase en 3D, développé initialement par Hooper (2010), s'opère de la façon suivante :

- Estimation du bruit de phase : avant toute chose, les différences de phase entre chaque pixel sont filtrées dans le temps afin d'estimer (1) les phases déroulées pour chaque interférogramme de la série et (2) le bruit de phase associé à chacun des pixels.
- Estimation de PDF (coûts) : l'algorithme construit ensuite pour chaque pixel de chaque interférogramme des fonctions de densité de probabilité (PDF), en fonction du bruit associé à chaque pixel.
- Déroulement par minimisation de fonction-coût : tout comme dans la méthode de *Minimum Cost Flow*, l'algorithme procède ensuite au déroulement de chacun des interférogrammes en cherchant la solution spatiale qui minimise le coût total, ici à la probabilité de densité maximale.
- Condition de déroulement supplémentaire : une nouvelle extension de cette méthode, développée par Hussain et al. (2016), consiste à ajouter un poids supplémentaire à chaque pixel afin de guider au mieux le déroulement spatial de la phase. Pour cela, l'algorithme calcule, pour tous les pixels de tous les interférogrammes, la somme des phases déroulées d'une boucle fermée d'interférogrammes (Figure 1.27). Si cette somme, appelée fermeture de phase, n'est pas nulle, alors la phase déroulée du pixel considéré n'est pas consistante dans l'un des interférogrammes de la boucle, autrement dit l'algorithme a introduit une erreur de déroulement pour ce pixel (Jennison, 1958; Pepe & Lanari, 2006; De Zan et al., 2015). Le pixel "mal déroulé" se voit donc attribuer un poids nul.

Les pixels correspondant à une somme nulle sont quant à eux consistants, il n'y a pas d'erreur dans la phase déroulée pour cette boucle d'interférogrammes. Ils se voient donc attribuer un poids important dans le processus de déroulement d'autres interférogrammes. La pondération supplémentaire par le critère de fermeture de phase de triplets d'interférogrammes permet, au cours des itérations (du déroulement successif des interférogrammes de la pile), de guider le déroulement des pixels inconsistants grâce aux pixels considérés comme consistants dans d'autres boucles d'interférogrammes. En effet, si un pixel d'un interférogramme est incorrectement déroulé dans une boucle, il peut être ré-déroulé correctement dans une autre boucle contenant cet interférogramme, si celui-ci est correctement déroulé dans les deux autres interférogrammes.

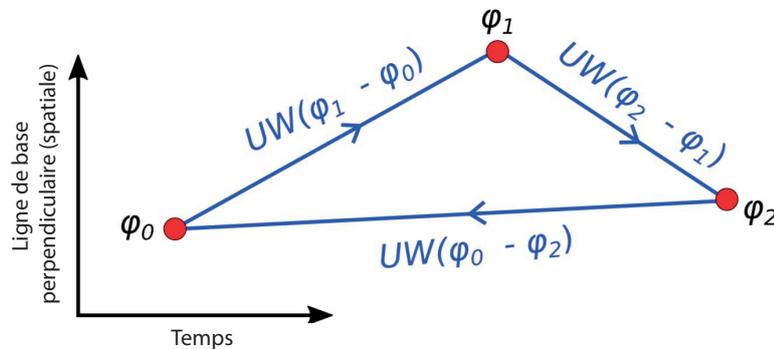


FIGURE 1.27 – Méthode de déroulement en 3D. L'algorithme définit une boucle de trois interférogrammes (lignes bleues), construits à partir de trois acquisitions SAR (points rouges). Les phases déroulées de ces trois interférogrammes (UW) sont consistantes lorsque la somme de ces phases est égale à 0. Dans le cas contraire, une somme différente de 0 indique la présence d'une erreur de déroulement dans ce triplet d'interférogrammes (Hussain et al., 2016).

Ainsi, grâce à la pondération supplémentaire du déroulement par le critère de fermeture de phase de triplets d'interférogrammes, la méthode de déroulement en 3D permet d'augmenter le nombre de pixels déroulés dans un réseau d'interférogrammes, contrairement aux autres méthodes de déroulement qui se contentent de contourner ou masquer les pixels amenant à des erreurs de déroulement. Cette méthode implique toutefois de disposer d'un réseau d'interférogrammes à courtes lignes de base afin d'éviter au maximum tout phénomène de décorrélation (traduit par la présence de bruit dans les interférogrammes).

1.4.5 La phase interférométrique

Le traitement interférométrique que subissent deux images SAR permet d'aboutir à la construction d'un interférogramme dont le signal de phase déroulé peut être interprété en terme de déplacement suivant la ligne de visée du satellite. Néanmoins, cette interprétation peut parfois s'avérer être limitée, puisque la phase interférométrique reste impactée par de multiples facteurs. Comme le parcours de l'onde est

dépendant de la position du satellite à chaque acquisition, la phase interférométrique dépend donc de la différence de positionnement des satellites sur leur orbite entre les deux acquisitions $\phi_{1,2}^{orb}$ mais également de l'altitude des pixels $\phi_{1,2}^{topo}$, des variations spatio-temporelles de l'état de l'atmosphère entre les deux passages $\phi_{1,2}^{atmo}$, des erreurs introduites lors du traitement interférométrique $\phi_{1,2}^{proc}$ et de la déformation du sol qui s'opère entre les deux acquisitions $\phi_{1,2}^{def}$, mesurée suivant la ligne de visée du satellite :

$$\Phi_{1,2} = \phi_{1,2}^{orb} + \phi_{1,2}^{topo} + \phi_{1,2}^{atmo} + \phi_{1,2}^{proc} + \phi_{1,2}^{def}. \quad (1.9)$$

Le but de cette thèse étant de détecter des mouvements du sol de l'ordre du millimètre, il devient alors primordial d'estimer et corriger ces différentes contributions afin d'isoler la composante de déformation $\phi_{1,2}^{def}$ et réduire les sources de bruit associées à sa mesure. Je vais donc présenter les différentes méthodes de correction du signal qui s'offrent à tout utilisateur, en portant une attention particulière sur la contribution atmosphérique et la correction des erreurs de déroulement, qui ont fait l'objet d'études approfondies au cours de cette thèse.

1.5 Méthodes de correction du signal interférométrique

1.5.1 Correction de la contribution orbitale

La trajectoire d'un satellite évolue dans un tube orbital (cf. Figure 1.16), ce qui amène à une séparation spatiale de l'antenne radar entre les deux passages (ligne de base perpendiculaire). Ainsi, la différence d'orbite d'un satellite entre deux acquisitions 1 et 2 a pour effet de créer un délai $\phi_{1,2}^{orb}$ dans la phase interférométrique :

$$\phi_{1,2}^{orb} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_{\perp}}{r \tan \theta} \delta d, \quad (1.10)$$

qui est proportionnel à la distance sur la ligne de visée du satellite δd d'un point P imagé par rapport à un point P_0 appartenant à une surface de référence (e.g. géoïde ou ellipsoïde), où B_{\perp} est la ligne de base perpendiculaire entre les deux acquisitions, r la distance sol-satellite et θ l'angle d'incidence.

Considérant un interférogramme "brut", non corrigé, le délai orbital domine la phase interférométrique et se traduit visuellement par la présence de franges grande longueur d'onde, qui masquent tout signal de déformation (Massonnet & Feigl, 1998, Figure 1.28 (à gauche)). Dans le cas où les orbites sont parallèles entre elles, les franges créées sont strictement parallèles à la direction azimutale. Mais dans la plupart des cas, les trajectoires du satellite ne sont pas parallèles, le système de franges résultant est alors plus complexe (Figure 1.28 (au milieu)).

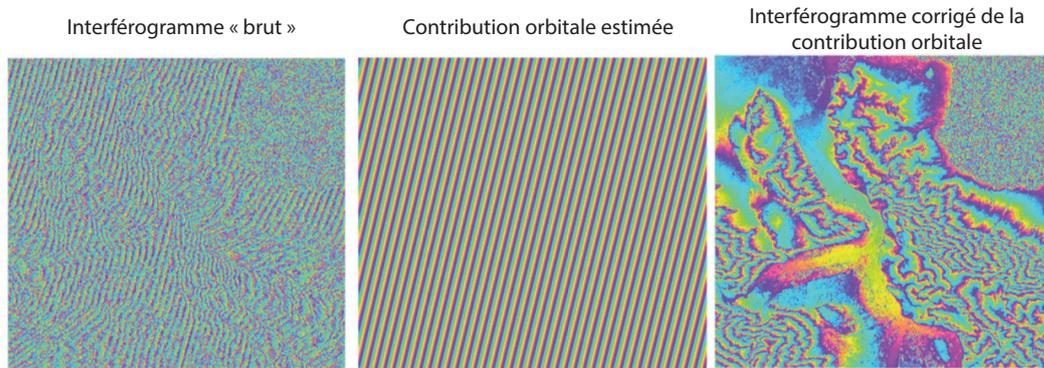


FIGURE 1.28 – Correction de la contribution orbitale. Exemple d'un interférogramme "brut" (à gauche) pour lequel la contribution orbitale est estimée (au milieu). La phase de l'interférogramme est ensuite corrigée de cette rampe orbitale (à droite) (Champenois, 2011).

La correction de la contribution orbitale s'avère donc être une étape indispensable en InSAR, sans quoi l'interprétation d'un interférogramme n'est pas réalisable. Pour cela, deux méthodes de correction ont été développées dans le but d'éliminer ce système de franges plus ou moins complexe du signal interférométrique.

Estimation d'une rampe grâce à des données d'orbites - Cette méthode consiste à calculer un interférogramme synthétique grâce aux trajectoires d'un satellite simulées à partir de données d'orbites fournies par les différentes agences spatiales (Scharroo & Visser, 1998). Ces données correspondent aux vecteurs de position et de vitesse des satellites, connus avec une précision de l'ordre de la dizaine de centimètres pour les orbites restituées et de quelques centimètres pour les orbites précises (Sentinels POD Team, 2018). La phase de l'interférogramme synthétique, qui équivaut ici aux rampes orbitales, est ensuite soustraite à celle de l'interférogramme "brut". Cette méthode est néanmoins limitée par la disponibilité des fichiers d'orbites. En effet, l'estimation des rampes orbitales est d'autant plus fiable lorsque l'on utilise les orbites précises, mais celles-ci ne sont disponibles qu'avec un délai d'une vingtaine de jours, correspondant au temps de calcul nécessaire pour réaffiner les orbites grâce à des modèles orbitaux approfondis. Les orbites dites restituées, moins précises, sont disponibles quant à elles quelques heures après l'acquisition radar.

Estimation d'une rampe à l'aide d'une fonction paramétrique - Dans un deuxième temps, l'utilisateur peut réaffiner le calcul de la rampe orbitale, $\phi_{1,2}^{orb}$, en assimilant celle-ci à un plan de la manière suivante :

$$\phi_{1,2}^{orb} = ax + by + cxy + d \quad (1.11)$$

avec x , y les coordonnées d'un pixel en distance et azimuth. Les paramètres de la rampe orbitale, désignés par les lettres a , b , c et d , peuvent être estimés par la méthode des moindres carrés. La rampe orbitale calculée est ensuite soustraite de la phase de l'interférogramme (e.g. Hanssen, 2002; Ferretti et al., 2007; Cavalie et al.,

2007, 2008). Néanmoins, une approche plus précise consiste à estimer cette rampe non pas à l'échelle d'un seul mais de plusieurs interférogrammes (Biggs et al., 2007). La contribution orbitale est estimée pour une acquisition unique et contrainte par plusieurs interférogrammes, puisque chaque acquisition permet de former plusieurs interférogrammes. L'aplatissement de la phase d'un interférogramme s'avère être une méthode relativement simple. Néanmoins, la suppression d'une telle rampe sous-entend d'éliminer tout signal grande longueur d'onde, autrement dit les rampes orbitales mais également le signal de déplacement grande longueur d'onde. Cette méthode n'est donc applicable que dans les cas où la déformation est restreinte à une faible portion de l'interférogramme. De plus, la rampe estimée par cette méthode est approximée à un plan, ce qui n'est pas vraiment le cas dans la réalité, où l'erreur orbitale varie également non linéairement selon l'angle d'incidence.

1.5.2 Correction de la contribution topographique

En InSAR, la topographie induit la création de franges dans la phase interférométrique, qui s'apparentent visuellement à des courbes de niveaux (Figure 1.29 (à gauche)). La contribution topographique $\phi_{1,2}^{topo}$ dépend essentiellement du relief δz

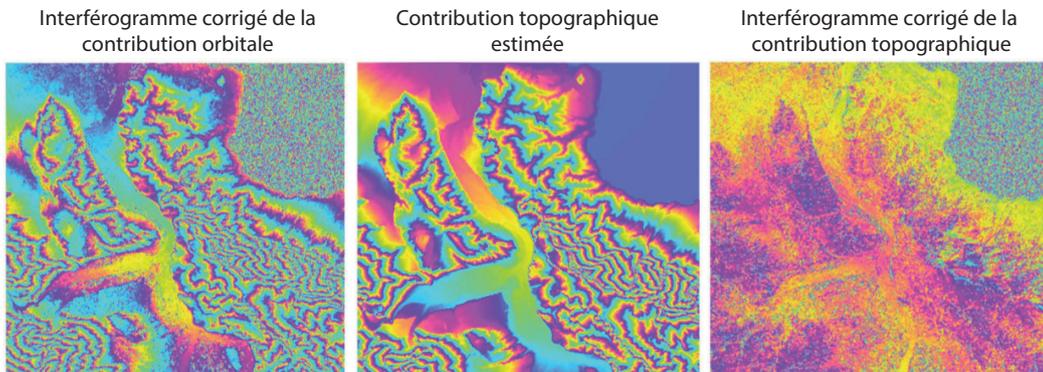


FIGURE 1.29 – Correction de la contribution topographique. Exemple d'un interférogramme corrigé de la contribution orbitale (à gauche) pour lequel la contribution topographique est estimée à partir d'un MNT (au milieu). La phase de l'interférogramme est ensuite corrigée de cette estimation (à droite) (Champenois, 2011).

et de la ligne de base perpendiculaire B_{\perp} :

$$\phi_{1,2}^{topo} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_{\perp}}{r \sin \theta} \delta z, \quad (1.12)$$

avec δz l'altitude d'un point de l'image radar, r la distance sol-satellite et θ l'angle d'incidence. Plus le relief est important et/ou plus la ligne de base perpendiculaire est grande et plus la phase interférométrique est sensible à la topographie (nombre de franges élevé). La correction de la contribution topographique s'avère donc être nécessaire, sans quoi l'interprétation d'un interférogramme peut être erronée.

L'une des méthodes les plus répandues consiste à simuler un interférogramme où seule la composante topographique est présente, à partir des orbites du satellite et de la projection en géométrie radar d'un modèle numérique de terrain (MNT, ou DEM en anglais), qui n'est autre que la représentation 2D de la topographie de la zone d'étude (Massonnet et al. (1993)). La phase simulée, qui correspond ainsi aux franges topographiques, est ensuite retranchée de l'interférogramme (Figure 1.29 (au milieu et à droite)). Cette méthode s'avère être efficace, mais elle reste limitée par la précision du MNT sélectionné, où des erreurs de topographie résiduelles peuvent persister. Dans le cadre de cette thèse, nous avons utilisé un MNT issu de la mission SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*, Farr & Kobrick (2000); Farr et al. (2007)), dont la précision verticale est de l'ordre de la dizaine de mètres (Rabus, 2003).

1.5.3 Réduction du bruit

L'une des tâches les plus complexes en InSAR consiste à préserver la cohérence d'une image entre deux acquisitions, en réduisant au maximum les phénomènes de décorrélation, sans quoi l'interprétation de l'interférogramme résultant peut être corrompue par la présence de bruit. Néanmoins, un bruit résiduel de phase peut persister. Celui-ci peut être réduit voire supprimé en post traitement grâce à un filtrage adapté de la phase enroulée. Cette étape s'avère décisive pour mener à bien l'étape de déroulement de la phase, puisque la majorité des algorithmes échouent dans le cas d'une phase bruitée. Je vais donc présenter les deux méthodes utilisées dans le cadre de cette thèse, à savoir le filtrage par multi-vues (*multi-looking*) et le filtre de Goldstein.

1.5.3.1 Multi-looking

Une fois l'interférogramme enroulé construit, l'utilisateur a le choix de procéder à un filtrage spatial appelé *multi-looking* (filtrage multi-vues). Celui-ci consiste à réduire le bruit de la phase interférométrique en moyennant les pixels adjacents d'un interférogramme dans une fenêtre glissante. Le nombre de *looks* (vues) défini par l'utilisateur correspond à la taille de cette fenêtre en distance et en azimut.

La Figure 1.30 montre les effets du *multi-looking* sur la phase d'un interférogramme. On voit ici que plus le nombre de *looks* est grand et meilleure est la cohérence spatiale. Toutefois, la réduction du bruit de phase par *multi-looking* entraîne, du fait du moyennage des pixels, à la fois une diminution de la résolution spatiale de l'interférogramme et une perte d'informations dans les régions où le gradient de phase est élevé. Cette étape consiste donc à trouver la taille de la fenêtre de moyennage des pixels optimale qui permette de réduire autant que possible le bruit de phase courte longueur d'onde sans perdre trop de détails.

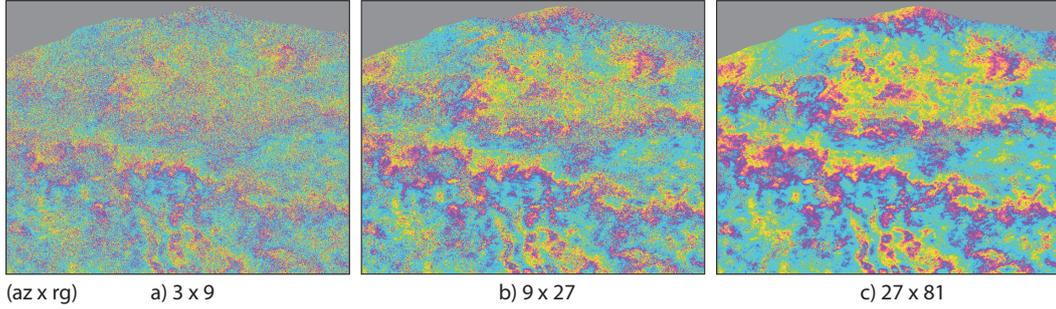


FIGURE 1.30 – Réduction de bruit par multi-look. Effets du multi-look sur un interférogramme en Turquie obtenu à partir de la track 87, avec une ligne de base temporelle de 2 mois et demi et une ligne de base perpendiculaire d'environ 20 m. Plus les coefficients de multi-look sont importants (plus la fenêtre de moyennage est grande) et plus le bruit est réduit.

1.5.3.2 Filtrage adaptatif

La réduction du bruit de phase peut également s'opérer grâce à un filtrage adaptatif, l'un des plus couramment utilisés en interférométrie radar étant le filtre de Goldstein, du nom de son inventeur. Ce dernier consiste à moyenner spatialement la phase d'un interférogramme à l'aide d'un filtre gaussien. Si l'on note $F(f_{rg}, f_{az})$ le spectre de l'interférogramme, alors le spectre de l'interférogramme filtré, découpé en plusieurs fenêtres, chacune se chevauchant, s'exprime de la façon suivante ([Goldstein & Werner, 1998](#)) :

$$\bar{F}(f_{rg}, f_{az}) = H(f_{rg}, f_{az}) \cdot F(f_{rg}, f_{az}), \quad (1.13)$$

avec,

$$H(f_{rg}, f_{az}) = |Z(f_{rg}, f_{az})|^\alpha, \quad (1.14)$$

et où f_{rg} et f_{az} sont les fréquences spatiales en distance et en azimuth, α la puissance du filtre, $Z(f_{rg}, f_{az})$ le spectre de Fourier de la fenêtre considérée et $H(f_{rg}, f_{az})$ un filtre passe-bas dont la puissance dépend du paramètre α . L'utilisateur est amené à fixer la puissance du filtre en choisissant une valeur comprise dans l'intervalle $[0; 1]$. Si $\alpha = 0$, alors aucun filtre n'est appliqué. À l'inverse, plus α augmente et plus l'effet du filtre (lissage de la phase) est important.

La figure 1.31 montre l'effet d'un filtre de Goldstein sur la phase d'un interférogramme. On voit ici que plus la puissance du filtre est importante, meilleure est la cohérence spatiale. Néanmoins, un filtre gaussien ne permet que de lisser grossièrement la phase d'un interférogramme, puisqu'il atténue au sein d'une fenêtre les informations qui dévient trop fortement de la moyenne. De ce fait, les forts gradients de phase sont également lissés, ce qui reste l'inconvénient majeur de ce type de filtre. De la même façon que pour le filtrage *multi-look*, l'utilisateur doit opter pour une puissance de filtre qui permette de réduire le bruit tout en préservant les informations de phase ainsi que la résolution spatiale de l'interférogramme.

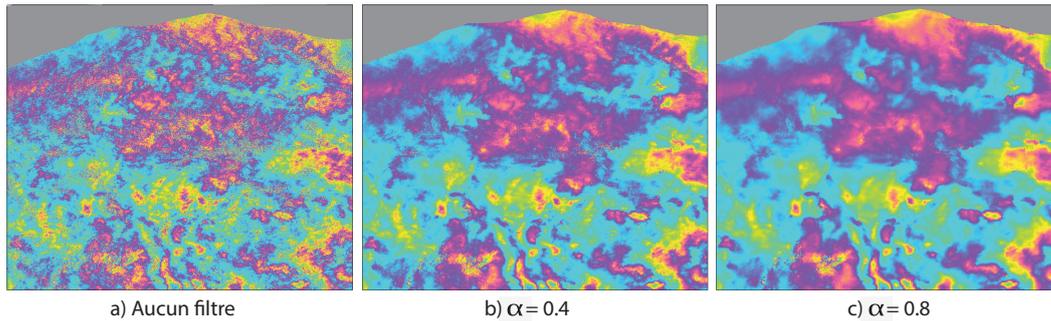


FIGURE 1.31 – Réduction de bruit par un filtre de Goldstein. Effets du filtrage adaptatif sur un interférogramme en Turquie obtenu à partir de la track 87, avec une ligne de base temporelle de 2 mois et demi et une ligne de base perpendiculaire d'environ 20 m. Plus la puissance du filtre, α , est forte, et plus le bruit de phase est réduit.

1.5.4 Correction de la contribution atmosphérique

1.5.4.1 Origine des délais

La construction d'un interférogramme requiert l'utilisation de deux images SAR, dont les acquisitions ne sont pas toujours simultanées. Durant cet intervalle de temps, les conditions atmosphériques peuvent évoluer et venir perturber le trajet de l'onde radar, entraînant alors la création d'un réseau de franges dans la phase interférométrique (Goldstein, 1995; Tarayre & Massonnet, 1996).

Pour comprendre ce phénomène, il nous faut revenir sur les propriétés de l'atmosphère (Figure 1.32). L'onde radar émise par le satellite se propage successivement dans trois couches atmosphériques. La première, appelée troposphère, délimite les dix premiers kilomètres de l'enveloppe terrestre. Dans cette couche, la température et la pression décroissent en fonction de l'altitude, permettant ainsi la condensation de vapeur d'eau (formation des nuages). Les fortes variations spatiales de ces trois paramètres, pression, température et humidité, ont un effet très important sur la propagation des ondes radar. La seconde couche, appelée stratosphère, possède quant à elle des conditions très stables sur une quarantaine de kilomètres. La présence d'une couche d'ozone entraîne le réchauffement de l'atmosphère, la vapeur d'eau y est donc en infime quantité. De ce fait, la stratosphère n'a que très peu d'influence sur la propagation des ondes radar. Ce qui n'est pas le cas de la troisième et dernière couche, appelée ionosphère en raison de sa stratification en couches ionisées. Ces particules chargées (ions et électrons), formées par photo-ionisation sous l'effet du rayonnement solaire, modifient de manière significative la propagation des ondes radar au cours de la journée. Cet effet est d'autant plus important que l'ionosphère s'étend sur environ 750 kilomètres, représentant plus de 90% du trajet de l'onde radar.

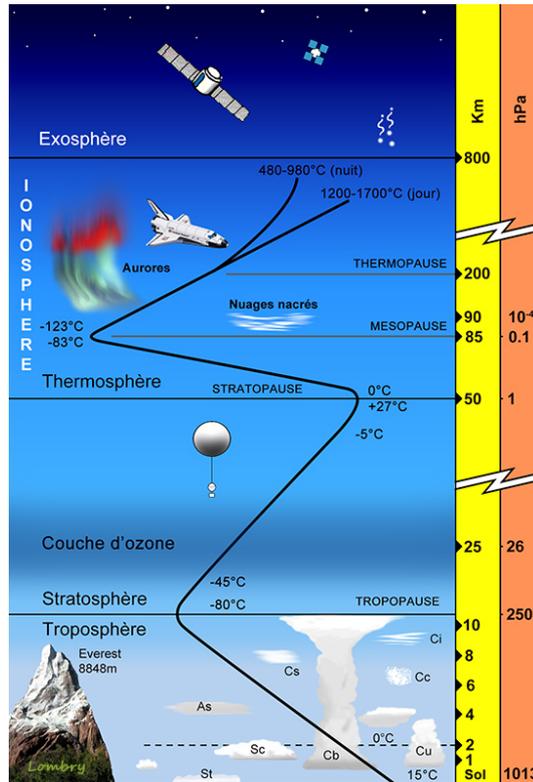


FIGURE 1.32 – Illustration de la stratification de l’atmosphère terrestre (Crédit : site web Luxorion, lien ici).

La modification des paramètres atmosphériques de la troposphère (pression, température, vapeur d’eau et eau liquide) et de l’ionosphère (contenu ionique) entre deux acquisitions radar entraîne alors la création d’un délai, $\phi_{1,2}^{atmo}$, qui peut être décomposé de la façon suivante :

$$\phi_{1,2}^{atmo} = \phi_{1,2}^{tropo} + \phi_{1,2}^{iono}, \quad (1.15)$$

où $\phi_{1,2}^{tropo}$ et $\phi_{1,2}^{iono}$ désignent les contributions de la troposphère et de l’ionosphère sur la phase d’un interférogramme construit à partir de deux images SAR. Ces délais de phase peuvent atteindre la dizaine de centimètres pour la troposphère (e.g. Zebker et al., 1997; Delacourt et al., 1998; Jolivet et al., 2011; Daout et al., 2018) et parfois le mètre pour l’ionosphère (e.g. Gomba et al., 2016, 2017). Ils ne sont donc pas négligeables lors de l’étude de faibles déplacements de surface (e.g. Goldstein, 1995; Tarayre & Massonnet, 1996; Hanssen, 2001). Le réseau de franges interférométriques créé peut alors masquer le signal de déformation recherché (e.g. Delacourt et al., 1998; Elliott et al., 2008; Rosen et al., 2010), ce sur des échelles allant de la dizaine à la centaine de kilomètres (Massonnet et al., 1995).

L’objectif de cette thèse étant de détecter des glissements lents de l’ordre du centimètre voire du millimètre, il est alors primordial de recourir à des techniques

de corrections des délais atmosphériques. Je vais donc lister, de manière non exhaustive, quelques unes de ces méthodes. Je ne m'attarderai pas sur la description mathématique des corrections des délais troposphériques, qui sera détaillée dans l'article présenté dans le Chap. 2.

1.5.4.2 Délais troposphériques

La variation de l'indice de réfraction de l'air entre deux acquisitions radar, induite par des changements de pression, de température et d'humidité, entraîne la modification du temps de trajet de l'onde électromagnétique, ce qui a pour effet de créer un délai de phase au sein de l'interférogramme, noté $\phi_{1,2}^{tropo}$. Le délai troposphérique est généralement décomposé en une partie stratifiée, où les délais sont corrélés avec la topographie (les variables atmosphériques sont corrélées avec l'altitude), et en une partie turbulente, qui correspond aux délais déviant de ce comportement (les variables atmosphériques sont aléatoires spatialement) (Hanssen, 2001).

La plupart des méthodes de corrections actuelles se concentrent exclusivement sur la réduction du délai stratifié, le délai turbulent étant quant à lui supprimé par la suite lors du moyennage temporel d'interférogrammes, en raison de son caractère spatio-temporel aléatoire (Zebker et al., 1997). Je propose ici de regrouper les méthodes de correction en deux catégories : (1) les approches empiriques, fondées sur l'estimation du délai troposphérique directement à partir de la phase interférométrique, et (2) les approches prédictives, dont le principe repose sur la prédiction du délai troposphérique à l'aide de données atmosphériques externes.

Les approches empiriques visent à estimer le délai troposphérique en déterminant la relation existante entre le signal de phase et la topographie (Cavalié et al., 2008; Elliott et al., 2008; Lin et al., 2010; Béjar-Pizarro et al., 2013; Welch & Schmidt, 2017). Le principe est relativement simple puisqu'il consiste à extraire les différentes composantes de la phase interférométrique, $\phi_{1,2}$, en chaque pixel, de la façon suivante :

$$\phi_{1,2} = \phi_{1,2}^{orb} + \phi_{1,2}^{tropo} + \phi_{1,2}^{noise} + \phi_{1,2}^{def}, \quad (1.16)$$

Dans le cas de la zone de faille de Haiyuan, Cavalié et al. (2008) proposent ainsi :

$$\phi_{1,2} = \underbrace{(ax + b)y + cx + d}_{\phi_{1,2}^{orb}} + \underbrace{kz}_{\phi_{1,2}^{tropo}} + \phi_{1,2}^{def}, \quad (1.17)$$

où les résidus orbitaux, $\phi_{1,2}^{orb}$, sont approximés par une fonction polynomiale des distances en range (x) et en azimuth (y), où le délai troposphérique, $\phi_{1,2}^{tropo}$, est estimé grâce à une relation linéaire entre la phase et la topographie (avec z l'altitude), où toutes les sources de bruit à caractère aléatoire, $\phi_{1,2}^{noise}$, sont supprimées par la suite en moyennant plusieurs interférogrammes indépendants (Zebker et al., 1997), et où

la déformation, $\phi_{1,2}^{def}$, est calculée à l'aide d'un modèle de chargement élastique au travers d'une faille décrochante (Savage & Burford, 1973). Les paramètres a , b , c , d et k sont déterminés par une inversion en moindres carrés, permettant ensuite de corriger l'interférogramme des contributions orbitales et atmosphériques estimées. Les méthodes empiriques d'estimation du délai troposphérique sont rapides et efficaces. Néanmoins, elles s'avèrent être limitées voire inefficaces lorsque : (1) le signal de déformation est corrélé à la topographie (e.g. inflation d'un volcan), dans ce cas le signal de déformation est assimilé à un délai troposphérique et est donc supprimé de la phase interférométrique (e.g. Delacourt et al. (1998); Elliott et al. (2008)); (2) la relation phase-topographie est beaucoup plus complexe qu'une simple relation linéaire homogène spatialement, dans ce cas les méthodes de correction empiriques doivent prendre en compte les variations latérales de la stratification de l'atmosphère (e.g. Tarayre & Massonnet, 1996; Jolivet et al., 2011).

Les approches prédictives visent quant à elles à prédire des cartes de délais troposphériques à partir de données atmosphériques, ces dernières pouvant être catégorisées en deux groupes distincts. Tout d'abord, les données *in situ*, parmi lesquelles on peut citer : (1) des mesures locales de pression, température et humidité, acquises par des stations météorologiques (e.g. Delacourt et al., 1998); (2) des données de quantité de vapeur d'eau acquises par imagerie multispectrale, l'imager le plus connu étant le *Medium Resolution Imaging Spectrometer* (MERIS), installé à bord du satellite Envisat (e.g. Puysségur et al., 2007); et (3) des mesures du déphasage d'un signal entre plusieurs stations GPS, qui permet entre autres de retrouver l'état de l'atmosphère à la verticale de chaque station GPS (e.g. Williams et al., 1998; Webley et al., 2002; Li et al., 2006). Toutefois, les méthodes basées sur ce type de données restent limitées par la disparité spatio-temporelle de ces mesures : le nombre restreint de stations météorologiques ne permet pas de prendre en compte la stratification latérale de l'atmosphère, l'imagerie multispectrale ne peut s'opérer de nuit ou par forte couverture nuageuse, et la faible et mauvaise répartition des stations GPS, non équidistantes entre elles, ne permet pas d'estimer de manière fiable le délai troposphérique. D'autres approches prédictives utilisent alors des estimations de pression, température et vapeur d'eau issues de modèles météorologiques (e.g. Jolivet et al., 2011; Hu & Mallorqui, 2018a,b), parfois contraintes par des données locales (e.g. Wadge et al., 2002). Enfin, il existe des approches utilisant des codes météorologiques méso-échelles, comme MM5 (Foster et al., 2006; Puysségur et al., 2007), afin d'estimer le délai troposphérique. Cependant, les simulations météorologiques issues de ces codes ne permettent pas systématiquement d'améliorer les corrections de délai troposphérique (Puysségur et al., 2007). Au vu de la complexité et du temps de traitement nécessaire pour obtenir ces simulations météorologiques pour un gain faible, il semble préférable d'utiliser des données issues de modèles météorologiques mondiaux. Dans le cadre de cette thèse, nous avons opté pour ce type d'approche, puisqu'aucune donnée *in situ* ne couvre actuellement la Turquie centrale. Nous avons ainsi prédit des cartes de délais troposphériques à partir de modèles atmosphériques mondiaux. Ces modèles fournissent chaque jour des profils de

pression, température et humidité à intervalles de temps réguliers, suivant une grille spatiale prédéfinie. A partir de ces profils, il est alors possible de prédire des cartes de délais troposphériques associées à chaque acquisition radar et de les soustraire au signal de phase des interférogrammes (cf. Chap. 2). Ces méthodes, basées sur des données issues de modèles atmosphériques mondiaux, sont rapides et efficaces, et ont pour avantages de couvrir toute région du globe terrestre, mais également de tenir compte des variations latérales de stratification de l'atmosphère. Néanmoins, la fiabilité de ces corrections troposphériques reste limitée par la résolution spatio-temporelle des modèles atmosphériques mondiaux, à savoir plus la résolution du modèle est fine et meilleurs sont les délais prédits.

Face à ce constat, j'ai donc décidé de mener une étude approfondie et de comparer, qualitativement et quantitativement, les performances de plusieurs modèles atmosphériques mondiaux (cf. Chap. 2). Le but de cette étude est, d'une part, de déterminer l'impact de la résolution spatio-temporelle d'un modèle atmosphérique sur l'efficacité des corrections des délais troposphériques, et, d'autre part, de définir le modèle atmosphérique le plus performant pour l'InSAR, autrement dit celui qui permet de corriger au mieux les délais troposphériques, afin de pouvoir détecter par la suite les plus petites déformations du sol possibles.

1.5.4.3 Délais ionosphériques

La variation de la densité électronique de l'ionosphère entre deux acquisitions radar entraîne également la modification de l'indice de réfraction de l'air, et donc du temps de trajet de l'onde électromagnétique. Un délai de phase est alors créé au sein de l'interférogramme, noté $\phi_{1,2}^{iono}$. A titre d'exemple, un changement de densité d'électrons de 1 TECU ($= 10^{16}$ électrons/m²) se traduit par une variation, entre deux acquisitions, d'environ 2 cycles de phase en bande L, 0.5 en bande C et 0.3 en bande X (Wegmuller et al., 2006).

Le délai ionosphérique étant proportionnel au contenu électronique total (TEC)⁶ traversé par l'onde électromagnétique (Meyer et al., 2006; Rosen et al., 2010), un gradient azimutal du TEC induit alors la création d'un réseau de franges azimutales de grande longueur d'onde (1-1000 km) dans la phase interférométrique, masquant ainsi le signal de déformation (Figure 1.33a; e.g. Gray et al., 2000; Mattar & Gray, 2002; Meyer et al., 2006; Chen & Zebker, 2014; Gomba et al., 2016). Le délai ionosphérique peut d'autre part provoquer une décorrélation des deux signaux radar, empêchant alors la coregistration précise des deux images radar (e.g. Wegmuller et al., 2006; Chen & Zebker, 2014). Dans les deux cas, l'interprétation du signal de phase est compromise (Rosen et al., 2010).

6. Densité d'électrons contenus dans un cylindre séparant le satellite d'une cible au sol, projeté dans la direction de la ligne de visée du satellite.

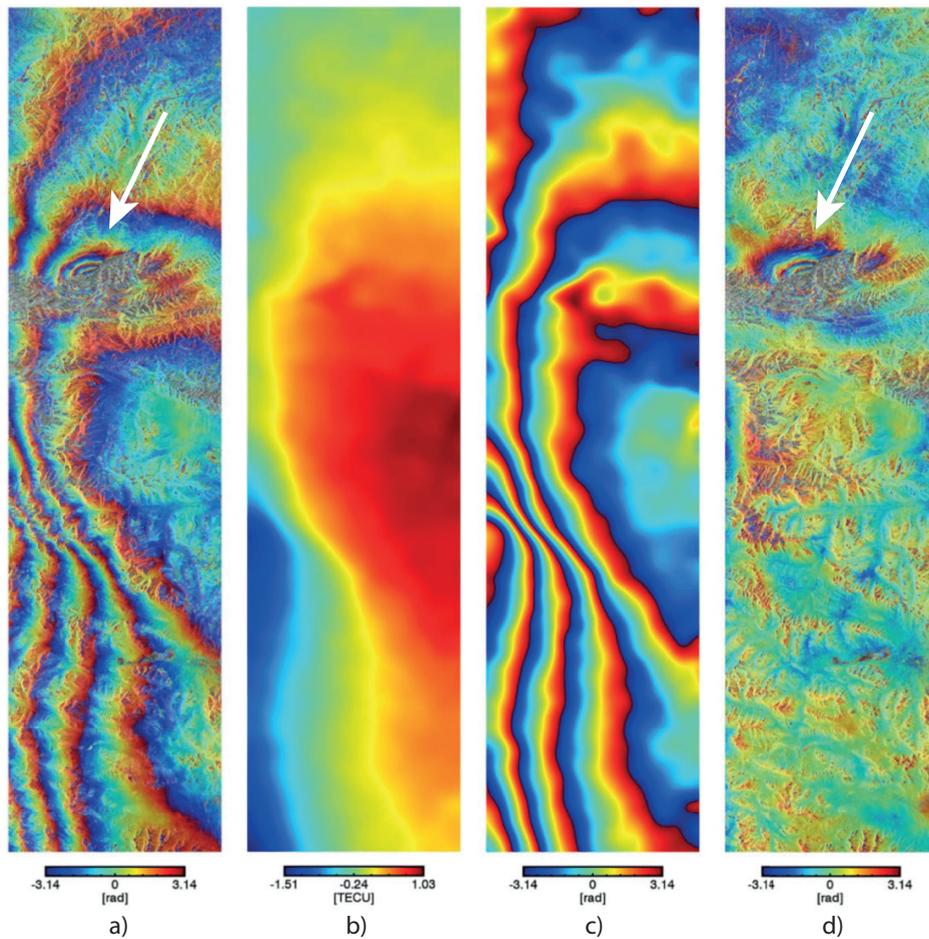


FIGURE 1.33 – Correction de la contribution ionosphérique. a) Exemple d’un interférogramme marqué par de nombreuses franges ionosphériques. Celles-ci ont pour effet de masquer le tremblement de terre indiqué par la flèche blanche parmi les effets ionosphériques. b) Carte du contenu électronique total (TEC) calculé à partir de la méthode *split range-spectrum*. c) Délais ionosphériques estimés à partir du TEC. d) Interférogramme corrigé des délais ionosphériques, où le séisme apparaît désormais visiblement (d’après [Gomba et al., 2016](#)).

Contrairement aux contributions topographique, troposphérique et de déformation, l’ionosphère est de nature dispersive, autrement dit les délais ionosphériques sont inversement proportionnels à la fréquence de l’onde qui la traverse ([Yeh, 1982](#)). De ce fait, il est alors possible de séparer les effets dispersifs des effets non dispersifs en décomposant le signal radar selon plusieurs fréquences (e.g. [Bamler & Eineder, 2005](#); [Rosen et al., 2010](#)). Ainsi, l’une des méthodes de correction des délais ionosphériques les plus répandues, appelée *split range-spectrum*, consiste à séparer la phase liée aux délais ionosphériques de celle liée aux composantes non dispersives en divisant les SLCs en deux sous-bandes de fréquences centrales différentes dans la direction distance au sol (e.g. [Brcic et al., 2010](#); [He et al., 2018](#); [Wegmüller et al., 2018](#); [Liang et al., 2019](#)). Le principe est le suivant (Figure 1.34) :

- Tout d’abord, les composantes non dispersives (déformation, troposphère, to-

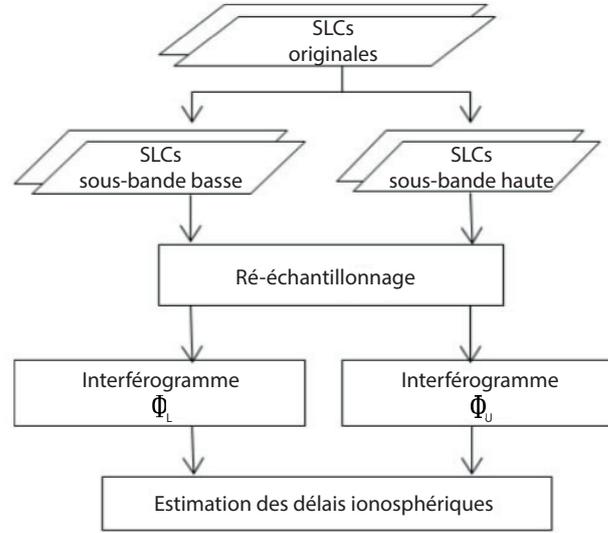


FIGURE 1.34 – Principe de la méthode split range-spectrum (He et al., 2018).

pographie), $\phi^{non-disp}$, sont séparées des effets dispersifs de l'ionosphère, ϕ^{iono} . Pour cela, le spectre complet des deux SLCs, acquis à une fréquence centrale f_0 , est "découpé" en deux sous-bandes à l'aide d'un filtre passe-bande, l'une regroupant les hautes fréquences, f_U , et l'autre les basses fréquences, f_L (Figure 1.35 ; e.g. Brcic et al., 2010; Fattahi et al., 2017; Luo et al., 2019). Deux

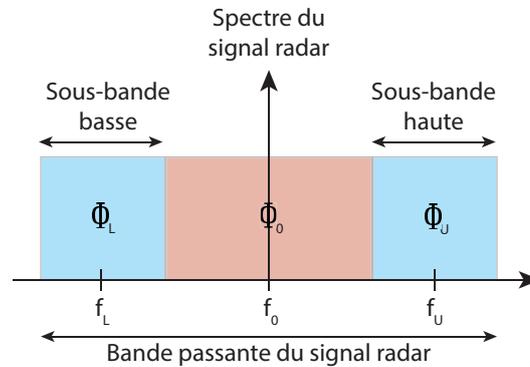


FIGURE 1.35 – Découpage du spectre d'une SLC en deux sous-bandes de fréquences centrales différentes (Brcic et al., 2010).

SLCs à plus basse résolution sont alors formées, et permettent la construction de deux nouveaux interférogrammes calculés à partir de chaque sous-bande, dont les phases sont les suivantes :

$$\begin{aligned}\phi_L &= \phi^{non-disp} \frac{f_L}{f_0} + \phi^{iono} \frac{f_0}{f_L} \\ \phi_H &= \phi^{non-disp} \frac{f_H}{f_0} + \phi^{iono} \frac{f_0}{f_H}\end{aligned}\tag{1.18}$$

- En inversant ces équations, il est alors possible de calculer les délais associés aux composantes dispersives, ϕ^{iono} , et ceux associés aux composantes non dispersives, $\phi^{non-disp}$:

$$\begin{aligned}\phi^{iono} &= \frac{f_L f_U}{f_0(f_U^2 - f_L^2)}(\phi_L f_U - \phi_U f_L), \\ \phi^{non-disp} &= \frac{f_0}{f_U^2 - f_L^2}(\phi_U f_U - \phi_L f_L),\end{aligned}\tag{1.19}$$

où f_0 désigne la fréquence centrale du signal radar, f_L et f_U sont les fréquences centrales des signaux de bande inférieure et supérieure créés, et ϕ_L et ϕ_U sont les phases des interférogrammes des bandes inférieure et supérieure créées.

- Les franges ionosphériques calculées sont ensuite soustraites à la phase de l'interférogramme (Figure 1.33c et d ; [Rosen et al., 2010](#)).

Ainsi, les délais ionosphériques peuvent être estimés et supprimés de la phase interférométrique en utilisant des méthodes basées sur la séparation des contributions dispersives et non dispersives. Toutefois, au cours de cette thèse, si les délais ionosphériques seront corrigés pour les données ALOS, ils seront supposés négligeables pour les données Sentinel-1. D'une part parce que les erreurs liées aux effets ionosphériques sont seize fois moins importantes en bande C qu'en bande L (e.g. [Gray et al., 2000](#); [Hanssen, 2001](#); [Liang et al., 2019](#)), et d'autre part parce que la méthode *split range-spectrum* entraîne une diminution significative de la cohérence de l'interférogramme corrigé des délais ionosphériques, la taille des pixels étant différente entre les sous-bandes d'interférogrammes et l'interférogramme non corrigé. Néanmoins, la correction des délais ionosphériques devra être effectuée par la suite, puisqu'il s'avère que les effets ionosphériques sont d'autant plus forts aux basses latitudes, sur les traces ascendantes et lors de périodes de fort ensoleillement, trois conditions réunies en Turquie centrale (e.g. [Liang et al., 2019](#)).

1.5.5 Correction des erreurs de déroulement

La dernière contribution affectant la phase interférométrique correspond aux erreurs liées au traitement interférométrique, $\phi_{1,2}^{proc}$, en grande partie créées lors du processus de déroulement de la phase d'un interférogramme.

Comme il a été dit précédemment, le processus de déroulement d'un interférogramme implique que la différence de phase entre deux pixels voisins n'excède pas la valeur de π , sans quoi une erreur de déroulement peut être introduite dans la phase déroulée de l'interférogramme ([Goldstein et al., 1988](#); [Prati et al., 1990](#); [Lin et al., 1994](#); [Herszterg et al., 2018](#)). Or, cette condition n'est pas toujours valable. En effet, un gradient de déformation trop important par rapport à la résolution pixellique de l'image (e.g. séisme majeur, falaise) se traduit par la présence de franges interféromé-

triques resserrées. Les valeurs de pixels voisins excèdent alors la valeur de π , la phase ne peut donc être déroulée correctement. De la même façon, la présence de bruit de phase, associée à des phénomènes de décorrélation (cf. Chap. 1.4.2), empêche le déroulement correct de la phase interférométrique. Dans le cas d'un déroulement par la méthode des résidus (*Branch-Cut*), utilisée au cours de cette thèse, une erreur de déroulement se manifeste visuellement par un saut d'une valeur multiple de 2π dans la phase déroulée de l'interférogramme (Figure 1.36).



FIGURE 1.36 – Contribution liée au traitement interférométrique. Exemple d'un interférogramme où la phase déroulée est marquée par une erreur de déroulement (en bleu).

L'étape de déroulement s'avère donc être une étape clé du traitement interférométrique, puisque les erreurs occasionnées ont pour désavantages de (1) rendre la mesure de phase, et donc celle de la déformation, erronées dans ces régions, et (2) engendrer des erreurs de l'ordre du centimètre dans l'estimation des déplacements au cours du temps (Benoit et al., 2019). Pour éviter ces désagréments et ainsi mesurer de manière fiable des déplacements du sol aussi fins que possible, il devient alors nécessaire de corriger ces erreurs de déroulement. J'ai donc pris la décision de consacrer une part importante de la thèse au développement d'un algorithme de détection et de correction automatique des erreurs de déroulement, basé sur la fermeture de phase de triplets d'interférogrammes. Le fruit de ce travail a fait l'objet d'un article soumis pour révision dans la revue *Geophysical Journal International*, fourni dans le Chap. 3.

1.5.6 Bilan

Ainsi, dressant le bilan de cette partie théorique, j'espère avoir éveillé le lecteur quant à la nécessité d'effectuer un traitement interférométrique rigoureux, en veillant à réduire, tout au long de ce processus, les sources d'erreur qui viennent perturber l'interprétation des interférogrammes finaux.

Toutefois, malgré le bon vouloir de l'utilisateur et en dépit de l'abondance des méthodes de correction du signal interférométrique, des erreurs peuvent encore subsister, rendant l'interprétation géophysique de ce signal hasardeuse. Ayant pour but de détecter des déplacements du sol de l'ordre du millimètre, je ne pouvais donc me soustraire à tenter de réduire ces erreurs résiduelles. J'ai alors consacré plus de deux tiers de mon temps de travail dans l'étude des corrections atmosphériques réalisées à l'aide de modèles atmosphériques mondiaux, et dans le développement d'un logiciel de correction automatique d'erreurs de déroulement, spécialisé pour les grands jeux de données tels que ceux délivrés par la constellation de satellites Sentinel-1.

Une fois opérationnelles, j'ai alors pu intégrer ces deux méthodes de correction du signal dans la nouvelle chaîne de traitement ISCE (*InSAR Scientific Computing Environment*), développée par le *Jet Propulsion Laboratory* (JPL), le *California Institute of Technology* (Caltech) et la *Stanford University*, dont je me suis servie au cours de cette thèse (Figure 1.37, Gurrola et al., 2010). L'une des versions de cette chaîne, spécialisée dans le traitement de grands jeux de données grâce à la parallélisation de certains calculs, permet d'aboutir à la création d'une multitude d'interférogrammes. Grâce au travail méthodologique fourni au cours de cette thèse, ceux-ci sont désormais corrigés autant que possible des erreurs provenant de la contribution atmosphérique et du processus de déroulement de la phase.

Le fruit de ce travail permet ensuite de converger vers le dernier axe de cette thèse, à savoir la détection et la mesure de déplacements millimétriques du sol. Pour cela, le jeu d'interférogrammes corrigés est inversé afin d'obtenir une image du déplacement du sol au cours du temps. Cette méthode, appelée analyse en série temporelle, que je détaillerai par la suite, consiste à suivre le déplacement de chaque pixel au cours du temps grâce à la succession d'interférogrammes couvrant différents intervalles de temps. En analysant les résultats obtenus, il est alors possible de détecter les éventuels glissements lents s'opérant dans la zone d'étude, d'en déterminer leurs durées ainsi que leurs localisations.

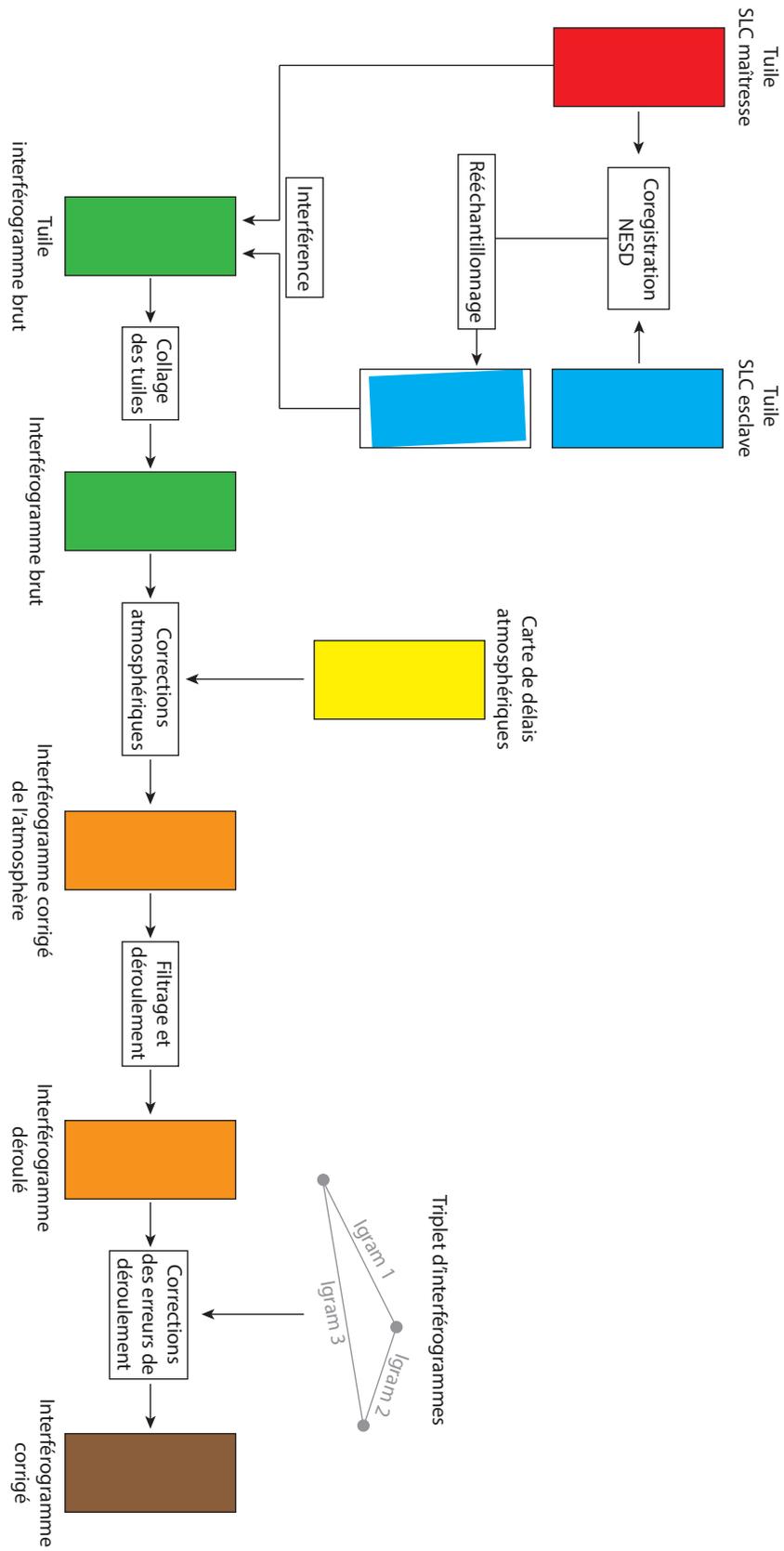


FIGURE 1.37 – Chaîne de traitement ISCE.

1.6 Intérêts et limites de l'InSAR

Avant de présenter par quels procédés prodigieux l'on peut passer d'un jeu d'interférogrammes à une carte interactive illustrant la déformation du sol au cours du temps, je souhaite dans un premier temps faire une revue non exhaustive des intérêts et limites de l'InSAR. Les intérêts géophysiques ayant déjà été présentés dans la section 1.1.3, je n'évoquerai ici que les champs d'application émergents de l'InSAR. Enfin, je mettrai en perspective cette méthode de télédétection au regard de notre société actuelle, notamment en termes de *Big Data*.

Si l'Homme désire toujours plus, toujours mieux et ce plus rapidement, il en est de même pour les géophysiciens. L'InSAR a su répondre à leurs attentes en leur offrant la possibilité d'imager la déformation du sol à grande échelle, ceci en étant confortablement installés derrière leurs écrans d'ordinateur. Nous l'avons vu, l'imagerie radar s'est développée au fil du temps, notamment grâce à l'amélioration progressive des satellites, et continue de s'améliorer de jour en jour, laissant entrevoir un avenir prometteur grâce aux futures missions SAR. L'amélioration considérable de la fréquence de revisite des satellites, chiffrée aujourd'hui à 6 jours, de l'emprise spatiale couverte par le faisceau radar, qui atteint globalement les 250 km, et de la résolution d'image obtenue, qui descend jusqu'à 10 m pour cette largeur de fauchée, permet maintenant d'étendre l'utilisation de l'InSAR à de nouveaux domaines d'application. Autrefois réservée exclusivement à la cartographie et à la mesure de déformation de surface appliquées aux géosciences, l'InSAR est désormais utilisée dans bien d'autres domaines, tels que la surveillance des forêts (e.g. estimation de la biomasse, cartographie des feux de forêts, surveillance des activités illégales de déforestation), l'agriculture (e.g. cartographie des activités de labour, évaluation de l'utilisation des terres agricoles), en milieu urbain (e.g. évaluation du taux de subsidence des terres, mesure de la déformation de structures comme des rails de chemins de fer) ou encore pour la surveillance des océans (identification et suivi de nappes d'hydrocarbures, de plastique ou d'autres types de pollution, détection et suivi de navires en mer). L'InSAR des "temps modernes" devient aussi un outil essentiel dans la gestion de situations de crises puisqu'elle pourrait être utilisée pour détecter d'éventuels signaux précurseurs de catastrophes naturelles, comme un tremblement de terre, un glissement de terrain ou encore une éruption volcanique et ainsi alerter les décideurs et les populations du risque encouru (e.g. [Chaussard & Amelung, 2012](#); [Moro et al., 2017](#); [Dong et al., 2018](#); [Intrieri et al., 2018](#)).

Cette ouverture à de nouveaux domaines d'applications m'amène à évoquer l'évolution de l'InSAR en termes de volume de données et d'accessibilité. Autrefois enregistrées sur film photographique, les images SAR actuelles n'ont plus rien en commun avec leurs prédécesseurs. Véritables mosaïques numériques de plusieurs gigaoctets, constituées de milliards de pixels couvrant dans la réalité des distances gargantuesques de plusieurs centaines de kilomètres, ces images sont bel et bien ren-

trées dans le monde numérique actuel, gouverné par les *Big Data*. Grâce à l'évolution conjointe de l'InSAR et des moyens informatiques, notamment aux développements de super-calculateurs à forte puissance de calcul et de logiciels de traitement interférométrique optimisés pour la parallélisation des calculs⁷, traiter ces données de plus en plus nombreuses et volumineuses reste pour le moment réalisable. Après avoir conquis l'univers du *Big Data*, les images SAR se voient peu à peu confrontées à deux mondes émergents connexes, ceux de l'*Open Data* et de l'*Open Science*, qui visent à rendre les données, ici produites par la recherche scientifique, accessibles à tous gratuitement. Je m'appuie ici sur l'exemple de l'ESA, qui a quelque peu bouleversé sa politique d'accessibilité aux données. En 2016, Johann-Dietrich Wörner, directeur général de l'ESA, a expliqué ce choix selon ces termes : "Cette ouverture de l'accès aux images, informations et connaissances de l'ESA est un élément essentiel de notre vision de l'espace 4.0, dont les maîtres mots sont information, innovation, interaction et inspiration". L'intérêt principal de cette démarche étant, je cite, "d'offrir une plus grande visibilité aux contribuables des États membres qui financent ces activités". Ainsi, si dans le passé les données SAR étaient peu nombreuses et onéreuses (~ 3400 € pour une image RadarSAT-2 en mode ScanSAR), elles tendent progressivement à devenir accessibles à tous gratuitement, comme nous le montre l'accès libre et gratuit aux produits Sentinel-1, fournis par l'ESA.

Ainsi, les images SAR affichent une évolution qui suit les tendances du XXI^e siècle, en se joignant aux défis que devra relever le monde numérique dans lequel nous vivons. Leur nombre, leur taille et leur précision, qui ne cessent d'augmenter au fil du temps, associés au désir de partage et de transparence de la société, contribuent à étendre le champ des possibles de l'InSAR, désormais aussi vaste que peuvent l'être ses données. Si je dépeins ici une vision plutôt idéaliste de cette technique, il n'en subsiste pas moins quelques limites, qui viennent corrompre le travail des géophysiciens en rendant les valeurs mesurées incertaines (Massonnet & Rabaute, 1993; Hanssen, 2002).

Je propose de distinguer ces limites en deux catégories : (1) la faible sensibilité à certaines déformations associée à la géométrie d'acquisition et (2) les difficultés inhérentes au *Big Data*.

L'une des principales limites de l'InSAR provient de la perte de résolution de l'image en raison de la géométrie d'acquisition. L'acquisition d'une image SAR s'opérant suivant un axe de visée latéral, seule la composante de déformation dans la ligne de visée du capteur peut être résolue. Dans le cas – le plus répandu – d'une orbite polaire, même si la combinaison d'acquisitions ascendantes et descendantes permet de fournir deux géométries de visualisation différentes, la résolution de la composante nord-sud, parallèle à la direction de vol du satellite, reste médiocre (Wright et al., 2004). L'estimation de la déformation associée, par exemple, à des failles orientées

7. Technique qui consiste à effectuer le plus grand nombre de calculs en un temps très court, en traitant les informations de manière simultanée.

nord-sud (e.g. faille de San Andreas) s'avère difficile.

La seconde limite de l'InSAR que je souhaite développer concerne en réalité des préoccupations découlant du *Big Data*. En effet, les avantages associés au *Big Data* et à l'*Open Science* posent néanmoins quelques difficultés qui sont la source d'inquiétudes. Si les données SAR sont de plus en plus nombreuses et volumineuses, pourrions-nous toujours les stocker de manière pérenne dans un avenir proche ? Les ordinateurs seront-ils encore suffisamment performants pour traiter ces données dans plusieurs années ? L'accessibilité et le partage de ces données se fera t'il toujours au profit de la société, et non détourné à des fins stratégiques et offensives ?

Comme pour son prédécesseur, le système GPS, l'InSAR a connu un essor considérable durant ces vingt dernières années. Considérée maintenant comme l'une des techniques les plus performantes pour regarder le sol bouger, et à supposer que l'évolution des ordinateurs suive ce mouvement, les progrès associés à l'InSAR devraient se poursuivre encore quelques années. Néanmoins, les images acquises peuvent parfois être impactées par du bruit, leur résolution être limitée par le mode de visée latérale du radar et le volume de données dépasser la capacité de nos ordinateurs à les traiter. Sans compter les erreurs liées aux effets atmosphériques, ionosphériques ou encore celles générées par le traitement même de ces données, qui viennent entacher les résultats obtenus. La reconstruction du champ de déplacement au cours du temps, via des méthodes d'analyse en série temporelle, ne peut en effet s'opérer de façon optimale qu'à la condition que ces erreurs soient en grande partie corrigées.

1.7 Analyses en séries temporelles

Le but de cette thèse est de détecter, par interférométrie radar, de potentiels séismes lents générés le long de la faille Nord Anatolienne, et de suivre leur évolution dans le temps. Seulement parfois, il est impossible de construire des interférogrammes entre dates d'acquisition successives, et donc de suivre la déformation dans le temps, en raison de lignes de base temporelle ou perpendiculaire trop grandes.

Pour pallier à ce problème, l'une des meilleures façons consiste à utiliser des méthodes d'analyses en séries temporelles, qui permettent de reconstruire l'évolution temporelle de la phase interférométrique à partir de l'étude d'une pile d'interférogrammes. Je propose ici de les distinguer en deux groupes : (1) les méthodes dites à petites lignes de base (SBAS pour *Small Baseline Approach Subset*), dont le fondement repose sur la sélection d'interférogrammes à courtes lignes de base, où la cohérence interférométrique y est forte (Lundgren et al., 2001; Berardino et al., 2002; Doin et al., 2011) et (2) les méthodes des réflecteurs permanents (PS pour *Persistent Scatterer*), basées sur l'identification et le suivi de pixels dont la phase est cohérente et stable dans le temps (Ferretti et al., 2000, 2001; Hooper et al., 2007; Hooper, 2007).

Je vais donc décrire brièvement le principe de base de ces méthodes, puis je présenterai successivement les deux types d'approches en me focalisant sur la méthode SBAS, utilisée dans le cadre de cette thèse.

1.7.1 Principe

La phase interférométrique d'un pixel, notée $\Phi_{a,b}$, peut aussi bien s'exprimer comme la différence de phase de ce pixel, ϕ_a et ϕ_b , entre deux acquisitions a et b :

$$\Phi_{a,b} = \phi_b - \phi_a, \quad (1.20)$$

que comme la somme de n incréments de phases, $\delta\phi_a$, entre deux acquisitions successives, a et $a + 1$:

$$\Phi_{a,b} = \sum_{k=a}^{b-1} \delta\phi_a. \quad (1.21)$$

Considérant un jeu de données composé de M acquisitions radar, l'équation 1.20 ou 1.21, exprimée pour chacun des interférogrammes créés, forme alors un système d'équation linéaire, résolvable par une méthode d'inversion où (Figure 1.38) :

$$d = G m, \quad (1.22)$$

avec d une matrice contenant les valeurs de phase des N interférogrammes créés :

$$d = [I_1, I_2, I_3, \dots, I_N], \quad (1.23)$$

où m désigne le modèle recherché, correspondant ici soit à l'évolution temporelle de la phase de chaque pixel :

$$m_p = [\phi_1, \phi_2, \phi_3, \dots, \phi_{M-1}], \quad (1.24)$$

soit aux incréments de phases entre chaque acquisition radar :

$$m_i = [\delta\phi_1, \delta\phi_2, \delta\phi_3, \dots, \delta\phi_{M-1}], \quad (1.25)$$

avec G une matrice reliant les données au modèle, exprimée suivant la façon choisie :

$$G_p = \begin{matrix} & A_1 & A_2 & A_3 & \dots & A_{M-1} & A_M \\ \begin{matrix} I_1 \\ I_2 \\ I_3 \\ \vdots \\ I_N \end{matrix} & \begin{pmatrix} -1 & 1 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ -1 & 0 & 1 & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & -1 & 1 \end{pmatrix} \end{matrix}, \quad (1.26)$$

ou :

$$G_i = \begin{matrix} & A_1 & A_2 & A_3 & \dots & A_{M-1} & A_M \\ I_1 & \left(\begin{array}{cccccc} 1 & 1 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ 1 & 1 & 1 & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 1 & 1 \end{array} \right) \end{matrix}, \quad (1.27)$$

où chaque ligne correspond à un interférogramme et chaque colonne à une date d'acquisition.

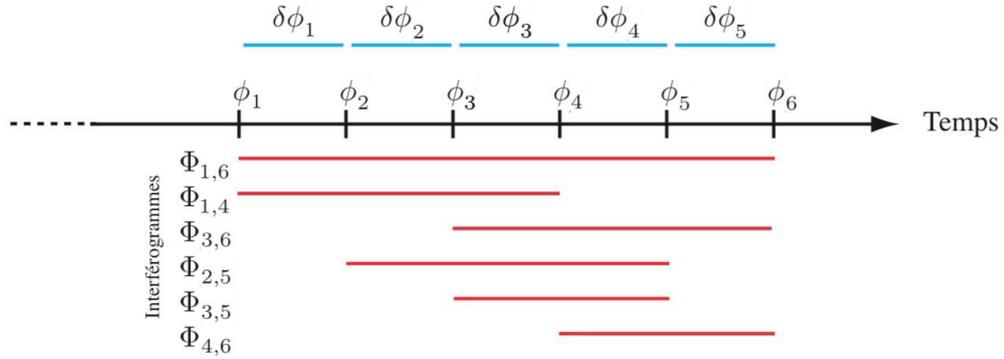


FIGURE 1.38 – Inversion d'une série temporelle. L'inversion du problème inverse posé lors d'une analyse en séries temporelles permet de retrouver soit $\delta\phi_a$ soit ϕ_a . Les lignes rouges représentent les couvertures temporelles des interférogrammes $\Phi_{a,b}$, entre des acquisitions a et b . Les lignes bleues correspondent aux incréments de phases $\delta\phi_a$, entre deux acquisitions successives a et $a+1$ (Jolivet, 2011).

L'inversion consiste alors à retrouver l'évolution de la phase interférométrique au cours du temps, contenue dans m , en résolvant l'équation suivante (Usai, 2003) :

$$m = (G^T G)^{-1} G^T d. \quad (1.28)$$

Toutefois, cette inversion n'est possible que si les groupements d'interférogrammes ne sont pas indépendants des autres, ce qui n'est pas toujours le cas. En effet, des gaps temporels peuvent apparaître dans la série temporelle, notamment lorsque les contraintes géométriques des différentes acquisitions radar ne permettent pas la formation d'interférogrammes (décorrélation trop importante).

Plusieurs approches, appelées méthodes en *Small BAseline Subsets* (SBAS), ont donc été développées afin de pallier aux problèmes de liens manquants entre des groupements d'interférogrammes (*subsets*).

1.7.2 Méthodes dites à petites lignes de base (SBAS)

La méthode dite à petites lignes de base, connue sous les termes de *Small Baseline Subsets* (SBAS), a été introduite par [Lundgren et al. \(2001\)](#), puis développée par [Berardino et al. \(2002\)](#). Son principe a depuis été repris et étendu à d'autres méthodes, que je présenterai par la suite.

Le principe de ces méthodes repose, comme leur nom l'indique, sur la reconstruction de l'évolution de la phase interférométrique au cours du temps à partir de l'étude d'un réseau d'interférogrammes à courtes lignes de base temporelles et perpendiculaires, minimisant ainsi les effets de décorrélation. Dans le cas de *subsets* déconnectés, l'inversion peut s'opérer suivant des approches différentes, listées ci-dessous (Figure 1.39).

Méthode en moindres carrés - Une première approche consiste à réaliser une inversion aux moindres carrés pour chacun des *subsets* constituant le jeu de données (Equation 1.28). [Usai \(2003\)](#) propose ensuite de simuler les incréments de phase des liens manquants par interpolation linéaire, à condition que les *subsets* raccordés échantillonnent une même période de temps (Figure 1.39c). Si cette méthode s'avère être simple et efficace, elle reste néanmoins dépendante du niveau de bruit de la série temporelle et elle ne permet pas de relier des *subsets* isolés (qui ne couvrent pas la même période de temps).

Méthode SBAS - Considérant l'inversion non indépendante de tous les *subsets* du jeu de données, un lien manquant dans la série temporelle se traduit alors par l'absence d'un rang dans la matrice G , définie dans la méthode SBAS (équation 1.26 ou 1.27). De ce fait, $G^T G$ est une matrice singulière dans la formule 1.28 (non inversible). Une seconde approche, proposée par [Berardino et al. \(2002\)](#), repose sur l'utilisation d'une méthode de décomposition en valeurs singulières (SVD pour *Singular Value Decomposition*). Considérant le problème inverse suivant :

$$d = A v, \quad (1.29)$$

où v désigne le vecteur des taux de variation de phase entre chaque acquisition, alors la résolution de ce problème inverse par l'utilisation d'une SVD est donnée par :

$$\begin{aligned} d &= U S V^T v, \\ v &= V S^+ U^T d, \end{aligned} \quad (1.30)$$

où U contient les vecteurs propres de $A A^T$, V les vecteurs propres de $A^T A$, S contient sur sa diagonale les valeurs propres de $A A^T$, et S^+ l'inverse des valeurs propres de $A A^T$. Néanmoins, tout comme dans la méthode en moindres carrés, la méthode SBAS échoue à relier deux *subsets* totalement déconnectés (qui ne couvrent pas la même période de temps), provoquant alors l'apparition d'un saut de phase entre les deux groupements d'interférogrammes, qui vient fausser l'interprétation

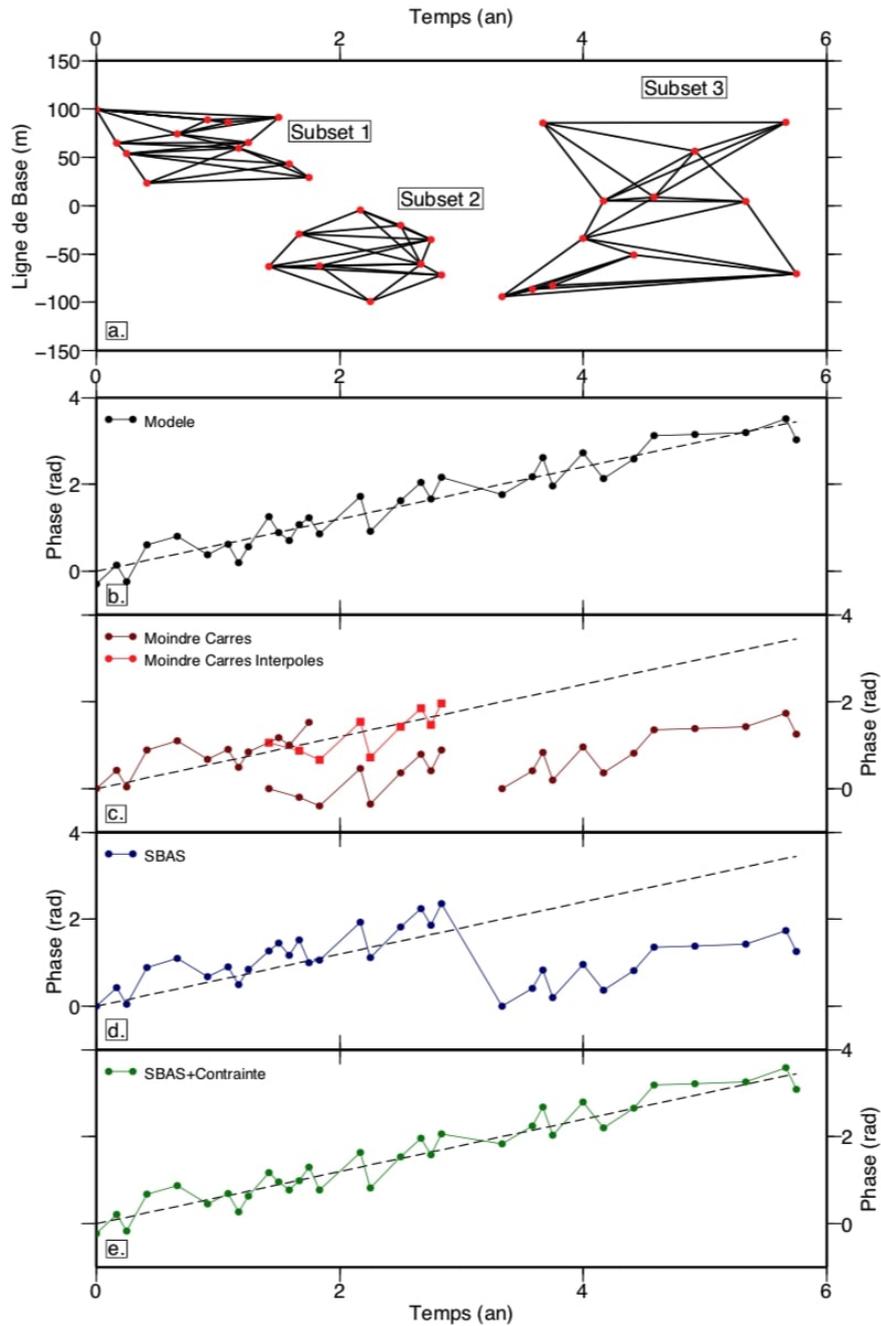


FIGURE 1.39 – Comparaison de l’efficacité de trois méthodes d’inversion dans le cas de *subsets* déconnectés. a) Représentation des lignes de base temporelles (abscisses) et spatiales (ordonnées) des trois sous-ensembles d’interférogrammes synthétiques. b) Modèle synthétique de l’évolution d’un pixel dans le temps, simulé à partir de la somme de la déformation du sol et d’un bruit blanc gaussien d’une amplitude de 1 rad. c) Evolution temporelle du pixel reconstruite à partir de la méthode d’inversion en moindres carrés développée par Usai (2003). L’interpolation linéaire permet de relier des *subsets* couvrant une même période de temps (rouge vif). d) Evolution temporelle du pixel reconstruite à partir de la méthode SBAS proposée par Berardino et al. (2002). e) Evolution temporelle du pixel reconstruite à partir de la méthode SBAS contrainte, proposée par López-Quiroz et al. (2009). Ici, les *subsets* 2 et 3 peuvent être reliés, là où une méthode SBAS échoue. (Jolivet, 2011).

finale de la série temporelle reconstituée (Figure 1.39d).

Méthode SBAS contrainte - Pour réussir à relier correctement deux *subsets* totalement déconnectés, une troisième approche consiste non pas à utiliser une SVD, mais à imposer une contrainte à l’inversion. Ainsi, López-Quiroz et al. (2009) proposent d’y ajouter un modèle d’évolution de la phase :

$$\phi_a = \sum_{k=1}^{a-1} \delta\phi_k = f(t_k), \quad (1.31)$$

où $f(t_k)$ est une fonction paramétrique *a priori* de l’évolution temporelle de la phase. Elle prend généralement la forme d’un polynôme du premier (Jolivet et al., 2012) ou du second degré (López-Quiroz et al., 2009). Les valeurs de contrainte sont pondérées lors de l’inversion, afin que celles-ci n’aient d’influence sur l’évolution de la phase que lorsque deux *subsets* sont déconnectés, et non pas lorsque tous les liens sont présents. Cette approche, plus robuste que la méthode SBAS, permet ainsi de relier “correctement” des évolutions temporelles de phase provenant de deux *subsets* totalement déconnectés (Figure 1.39e). Basé sur le même principe, Schmidt & Bürgmann (2003) proposent quant à eux d’utiliser une contrainte de lissage lors de l’inversion. Toutefois, cette méthode reste fortement dépendante de l’estimation *a priori* de l’évolution de la déformation, qui peut s’avérer difficile en raison d’un gap temporel important dans la série temporelle (beaucoup de liens manquants).

1.7.3 Méthodes des réflecteurs permanents (PS)

Les méthodes des réflecteurs permanents (PS pour *Permanent Scatterers*), développées initialement par Ferretti et al. (2000, 2001), correspondent à une deuxième approche pour le suivi de la déformation au cours du temps. Celles-ci sont radicalement différentes des approches SBAS, puisque le principe de base consiste à utiliser, parmi un jeu de données constitué de N interférogrammes, tous ceux avec une même image maîtresse, soit $N - 1$ interférogrammes, quelque soit leurs lignes de base temporelles et perpendiculaires, et à ne sélectionner parmi eux que les pixels jugés cohérents (phase et amplitude considérées comme stables dans le temps) afin de suivre l’évolution de leur signal de phase, et donc de la déformation, au cours du temps. Cette approche n’étant pas celle utilisée dans le cadre de cette thèse, je ne décrirai ici que deux méthodes parmi les plus communément utilisées en InSAR.

Méthode PS “classique” - Le principe de base de cette méthode, développée par Ferretti et al. (2000, 2001), est le suivant. La première étape consiste à générer un réseau d’interférogrammes par rapport à une même image maîtresse, dans la géométrie de l’image maîtresse. Si aucun critère de sélection n’est à prendre en compte concernant les lignes de base perpendiculaires et temporelles des interférogrammes, il est tout de même conseillé d’opter pour une image maîtresse située

au centre du réseau interférométrique, afin de limiter la décorrélation globale des interférogrammes (Hooper et al., 2007). La deuxième étape consiste à rechercher les réflecteurs permanents (PS), à partir des interférogrammes pleine résolution non filtrés, selon un critère de stabilité temporelle de leur amplitude et de leur phase. Un PS n'est autre qu'un pixel dont le signal reçu est dominé par la réponse d'un réflecteur unique (e.g. cheminée, rocher, coin d'un immeuble, tronc d'arbre, toit), plutôt que par l'addition cohérente de tous les réflecteurs contenus dans ce pixel. Ainsi, quelque soit les variations de phase des autres réflecteurs, la phase de ce pixel restera stable dans le temps (Figure 1.40). La sélection rigoureuse de ces PS passe,

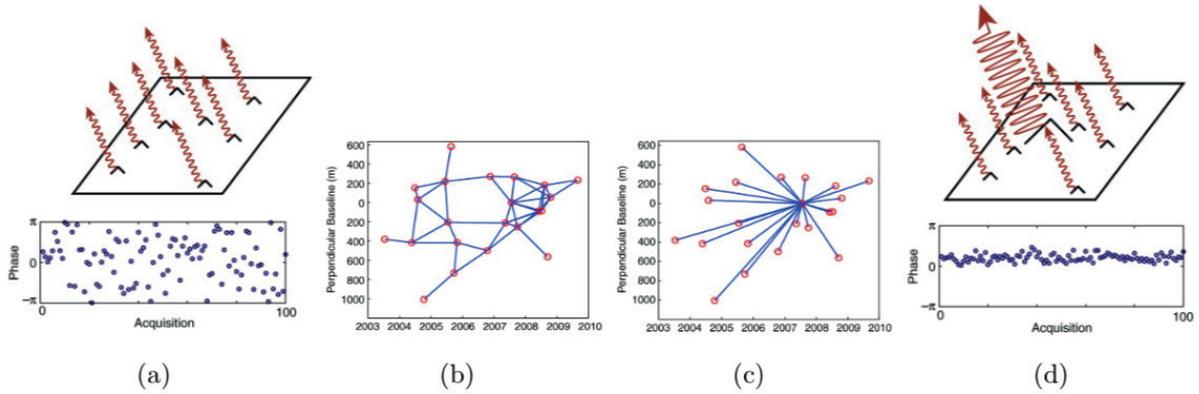


FIGURE 1.40 – Comparaison des méthodes SBAS (a et b) et PS (c et d). Les approches SBAS sont basées sur l'utilisation d'un réseau d'interférogrammes à petites lignes de base (b), où la rétrodiffusion d'un pixel est définie comme la somme des contributions de chaque réflecteur contenus dans celui-ci (a). Les approches PS génèrent quant à elles un réseau d'interférogrammes à partir d'une seule et même image maîtresse (c), quelque soit leur ligne de base temporelle (axe des abscisses) ou perpendiculaire (axe des ordonnées), et sont basées sur le suivi temporel de réflecteurs permanents sélectionnés en raison de la stabilité temporelle de leurs phases (d) (Hooper et al., 2007).

dans un premier temps, par la mesure de la dispersion en amplitude de chacun des pixels, D_A :

$$D_A = \frac{\sigma_A}{\mu_A}, \quad (1.32)$$

avec σ_A et μ_A l'écart-type et la moyenne des amplitudes du pixel pour toutes les images d'amplitude. Ainsi, l'application d'un seuil sur D_A permet d'éliminer les pixels dont l'amplitude n'est pas stable dans le temps. La troisième étape consiste à effectuer un déroulement tridimensionnel, dans l'espace et dans le temps, en ne conservant que les PS dont le terme de bruit est faible. Pour cela, les différentes contributions de la phase enroulée sont séparées en calculant la différence de phase entre deux PS voisins, PS_1 et PS_2 , pour chaque interférogramme k :

$$\Delta\Phi_k^{PS_1, PS_2} = \Delta C_\varepsilon B_{\perp k} + \Delta C_v \frac{2\pi}{\lambda} B_{t_k} + \Delta\omega_k, \quad (1.33)$$

avec ΔC_ε et ΔC_v les paramètres à estimer, respectivement un terme de topographie et de déformation linéaire, et où $\Delta\omega_k$ désigne la somme des contributions dues à

l'atmosphère, aux orbites, au bruit et à la partie non linéaire du signal de déformation. Dans le cas où $\Delta\omega_k$ est inférieur à π , il n'y pas d'ambiguïté entre les deux PS voisins, la phase interférométrique peut donc être déroulée en retrouvant ΔC_ε et ΔC_v par une inversion aux moindres carrés pondérée. Dans le cas contraire, le déroulement ne peut s'effectuer. Ferretti et al. (2000, 2001) proposent alors de calculer la cohérence temporelle multi-interférogrammes de chaque PS préalablement sélectionné, avec N interférogrammes, définie comme suit :

$$\gamma^{PS} = \frac{1}{N} \left| \sum_{k=1}^N e^{j\Delta\omega_k} \right|. \quad (1.34)$$

Si la somme des contributions définies dans $\Delta\omega_k$ est constante dans le temps, la cohérence γ^{PS} est égale à 1. À l'inverse, si la somme des contributions est aléatoire dans le temps, alors la cohérence γ^{PS} est égale à 0. Ainsi, l'utilisateur est amené à fixer un seuil afin de ne conserver que les pixels dont la cohérence γ^{PS} est supérieure à cette valeur (bruit faible et stable dans le temps). La quatrième et dernière étape consiste à effectuer une analyse en séries temporelles de chaque PS sélectionné, permettant ainsi d'estimer la déformation au cours du temps en chacun de ces pixels.

Méthode StaMPS - Si la méthode PS "classique" a montré son efficacité dans l'étude de zones urbaines, où les réflecteurs permanents y sont nombreux (e.g. Ferretti et al., 2000, 2001), elle reste néanmoins limitée par : (1) la faible densité de PS obtenue dans des contextes non urbains, et (2) la nécessité d'utiliser un modèle de déformation *a priori*. Une deuxième approche, appelée StaMPS (pour *Stanford Method for Persistent Scatterer*), est alors développée par Hooper et al. (2007); Hooper (2007) pour pallier à ces deux limites. Le principe général est identique au précédent, les différences proviennent uniquement des critères de sélection des PS. Comme dans la première méthode, ceux-ci sont sélectionnés en fonction de la stabilité de leur amplitude, puis de leur phase, au cours du temps, à l'exception près que les valeurs de seuil sont ici volontairement inférieures à celles fixées dans la méthode de Ferretti et al. (2000, 2001) de sorte à augmenter la densité de points. Après déroulement, les différentes contributions de la phase sont estimées par filtrages successifs, et non en utilisant un modèle de déformation *a priori*, permettant de retrouver le déplacement au cours du temps pour chacun des PS sélectionnés.

1.7.4 Bilan

Les méthodes PS, bien que très peu sensibles aux phénomènes de décorrélation contrairement aux méthodes SBAS, restent la plupart du temps limitées dans les zones naturelles, où la densité de réflecteurs permanents peut s'avérer être très faible. Le but de cette thèse étant d'étudier la déformation à une échelle régionale, en Turquie centrale, il convient alors de privilégier une approche SBAS. L'évolution de

la déformation dans cette région, présentée dans le Chap. 4, sera en effet reconstruite grâce à une analyse en séries temporelles réalisée à partir de la chaîne de traitement NSBAS.

ERA-5, meilleur modèle atmosphérique pour l’InSAR

Sommaire

2.1	Introduction	81
2.2	Computing tropospheric delays from GAMs	83
2.3	ECMWF datasets	84
2.3.1	ERA-Interim	85
2.3.2	ERA-5	85
2.3.3	HRES	86
2.3.4	Inter-model variability of atmospheric variables	86
2.4	Qualitative comparison of ERA-Interim, ERA-5 and HRES atmospheric corrections	91
2.5	Quantitative comparison of ERA-Interim, ERA-5 and HRES atmospheric corrections	92
2.6	Spatial variations of the quality of ERA-5 corrections	96
2.7	A quantitative assesment of the quality of ERA-5 uncertainty products	98
2.7.1	Uncertainty map computed from the 10 ensemble members of ERA-5	98
2.7.2	Temporal variations of ERA-5 uncertainties	100
2.7.3	Spatial variations of ERA-5 uncertainties	102
2.8	Contribution of the spatio-temporal resolution of ERA-5	102
2.9	Conclusion	104

La phase interférométrique ainsi calculée combine les signaux reliés à la déformation du sol, aux effets atmosphériques, ainsi qu’aux erreurs d’orbites et de déroulement. Au cours de cette thèse, j’ai implémenté, au sein de la chaîne de traitement ISCE, la méthode de correction des effets atmosphériques basée sur l’estimation de cartes de délais troposphériques à partir de modèles atmosphériques mondiaux, présentée dans le chapitre 1. La chaîne ISCE permet ainsi de corriger les interférogrammes des délais atmosphériques avant les étapes de filtrage et de déroulement.

Cependant, une multitude de modèles atmosphériques mondiaux sont disponibles pour réaliser ces corrections. J’ai donc décidé de mener une étude approfondie

afin de comparer trois modèles atmosphériques mondiaux haute résolution, et ainsi guider l’utilisateur dans le choix d’un modèle approprié pour réaliser des corrections atmosphériques.

Cette section a été réalisée et écrite en collaboration avec R. Jolivet (ENS¹) et B. Pinel-Puysségur (CEA²) et fait l’objet d’un article en cours de soumission à *Geophysical Journal International*, sous le titre “Correction of tropospheric effects in SAR interferometry : a comparison of ERA-Interim, ERA-5 and HRES Global Atmospheric Models”.

Résumé

Depuis les années 1970, l’interférométrie radar à synthèse d’ouverture est une méthode couramment utilisée en sciences de la Terre afin de construire des cartes topographiques à haute résolution ou bien pour étudier des déplacements de surface. Le lancement récent de nouveaux satellites, tels que la constellation Sentinel-1, permet de générer de façon systématique des cartes de déformations denses avec une précision millimétrique, ceci grâce à une fréquence de revisite élevée et à une grande couverture spatiale (300 km de large). Cependant, la précision de l’InSAR reste limitée par le bruit atmosphérique, les retards atmosphériques pouvant entraîner des biais subcentimétriques sur les mesures. Les modèles atmosphériques globaux (GAMs) permettent de calculer des cartes de retards troposphériques et de corriger les interférogrammes de ces derniers. Au vu de l’essor de ces modèles au cours des dix dernières années, où les résolutions spatio-temporelles sont devenues plus fines et les modèles plus précis, nous proposons une comparaison quantitative des GAMs récents. Nous décrivons d’abord comment corriger les interférogrammes des retards atmosphériques et présentons trois GAMs utilisés dans cet article : ERA-5, ERA-Interim et HRES. Nous effectuons ensuite une comparaison statistique des performances des corrections atmosphériques. Nous discutons enfin de la contribution apportée par la résolution spatio-temporelle améliorée d’ERA-5, la dernière réanalyse globale de ECMWF, en affirmant que l’amélioration de la résolution spatiale est essentielle pour de meilleures prévisions des retards atmosphériques en InSAR.

Abstract

Since the 1970s, Interferometric Synthetic Aperture Radar is commonly used in Earth Sciences to construct high resolution topographic maps or to study surface displacements. The recent launch of new satellites such as Sentinel-1 constellation

1. École Normale Supérieure de Paris
2. Commissariat à l’énergie atomique et aux énergies alternatives

allows to routinely derive dense deformation maps with millimetre precision thanks to high revisit frequency and wide swath coverage (300 km wide). However, the accuracy of InSAR is still limited by atmospheric noise, as atmospheric delays may lead to subcentimeter biases in measurements. Global Atmospheric Models (GAMs) allow to compute tropospheric delay maps and correct interferograms from atmospheric delays. In the light of the development of these models over the last ten years, where spatio-temporal resolutions became finer and models more accurate, we propose a quantitative comparison of recent GAMs. We first describe how to correct interferograms from atmospheric delays and present three GAMs used in this paper : ERA-5, ERA-Interim and HRES. We then perform a statistical comparison of the performances of atmospheric corrections. We finally discuss the contribution of the enhanced spatio-temporal resolution of ERA-5, the latest global reanalysis from ECMWF, arguing that improving the spatial resolution is key toward better predictions of atmospheric delays in SAR interferometry.

2.1 Introduction

Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) is a geodetic technique used for the construction of topographic maps (e.g. [Graham, 1974](#); [Zebker & Goldstein, 1986](#)), the study of earthquake-induced surface displacements (e.g. [Massonnet et al., 1993](#); [Zebker et al., 1994](#); [Feng et al., 2015](#); [Cheloni et al., 2017](#)), the measurement of small-scale transient or permanent aseismic slip (e.g. [Champenois et al., 2012](#); [Jolivet et al., 2012, 2013](#); [Rousset et al., 2016](#)), the quantification of land subsidence (e.g. [Osmanoğlu et al., 2011](#); [Chaussard et al., 2014](#)), the inflation of volcanoes (e.g. [Massonnet et al., 1995](#); [Wang et al., 2018](#)) or ice sheet motion (e.g. [Goldstein et al., 1993](#); [Minchew et al., 2016](#)). This technique is based on the comparison of pairs of SAR images acquired by an aircraft or a satellite. The phase of the complex conjugate product of two SAR images, called an interferogram, reflects the difference in travel time of the radar signal between the satellite and the ground, between the two acquisitions.

The phase of an interferogram is therefore the combination of multiple sources including ground deformation, orbital terms, topography, unwrapping errors and ionospheric and tropospheric delays. Following the improvement of satellites and the expansion of collected data, many efforts have been made to reduce sources of noise in InSAR. First, the orbital contribution has become insignificant thanks to precise orbit determination, which includes satellite positions at a centimetric precision (e.g. [Scharroo & Visser, 1998](#); [Fattahi & Amelung, 2014](#); [Peter et al., 2017](#); [Sentinels POD Team, 2018](#)). Second, we can reduce the contribution of topography using a Digital Elevation Model (DEM), for instance from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (e.g. [Massonnet et al., 1993](#); [Farr & Kobrick, 2000](#); [Farr et al., 2007](#); [Gao et al., 2012](#)). Third, we can automatically correct unwrapping

errors resulting from incorrect phase unwrapping paths using the phase closure of a triplet of interferograms (e.g. [Doin et al., 2011](#); [Hussain et al., 2016](#); [Benoit et al., 2019](#)). Fourth, ionospheric effects can be derived using a split range-spectrum method ([Brcic et al., 2010](#); [Rosen et al., 2010](#); [Gomba et al., 2016, 2017](#); [Fattahi et al., 2017](#)). Ionospheric delays depend on the frequency of the radar carrier and can be estimated through a linear combination of two fractions of the spectrum of the incident radar wavelength. Thanks to these error correction methods, measurements of ground deformation have now reached a millimeter accuracy (e.g. [Rosen et al., 2000](#); [Hanssen, 2001](#); [Simons & Rosen, 2015](#)) but still remain challenging because of tropospheric phase delays (e.g. [Goldstein, 1995](#); [Tarayre & Massonnet, 1996](#); [Hanssen, 2001](#); [Grandin et al., 2012](#); [Jolivet et al., 2012](#); [Hu & Mallorqui, 2018a,b](#)).

As electromagnetic waves are sensitive to variations in pressure, temperature and humidity, a change in refractivity of the atmosphere between two SAR acquisitions leads to modify the travel time of the radar signal, hence changes the apparent ground-satellite range (e.g. [Hanssen, 2001](#)). The atmospheric contribution can reach tens of centimeters and may obscure our geophysical interpretation of the apparent ground motion (e.g. [Delacourt et al., 1998](#); [Elliott et al., 2008](#); [Jolivet et al., 2011](#); [Daout et al., 2018](#); [Albino et al., 2019](#)), over a wide range of scales ranging from one to hundreds kilometers ([Massonnet et al., 1995](#)).

On average, pressure, temperature and humidity correlate with altitude. The lateral averaging of the state of the atmosphere results in a topography-correlated phase delay in interferograms ([Hanssen, 2001](#)). Deviations from this behavior result from turbulences in the atmosphere. Turbulent delays may be then smoothed out in time by time series analysis (e.g. [Cavalié et al., 2007](#); [Hooper et al., 2007](#); [Jolivet et al., 2012](#)). Most correction methods focus on the stratified delay and can be grouped in three broad categories. First, one can estimate a phase-elevation relationship and remove it from the phase signal ([Cavalié et al., 2008](#); [Lin et al., 2010](#); [Béjar-Pizarro et al., 2013](#); [Welch & Schmidt, 2017](#)). Although efficient, such simple methods could be problematic in regions where the deformation signal correlates with topography, such as over volcanoes, leading to remove a significant part of the deformation from the signal ([Delacourt et al., 1998](#); [Elliott et al., 2008](#)). Second, one may compute synthetic tropospheric delay maps using auxiliary information from either local atmospheric data ([Delacourt et al., 1998](#)), multispectral observations ([Li et al., 2006](#), GPS measurements ([Williams et al., 1998](#); [Webley et al., 2002](#); [Li et al., 2006](#); [Onn & Zebker, 2006](#); [Lofgren et al., 2010](#)) or weather models ([Foster et al., 2006](#); [Puysségur et al., 2007](#); [Foster et al., 2013](#)), sometimes constrained by local data ([Wadge et al., 2002](#)). These estimates rely on the availability of meteorological data and the corresponding corrections are limited by the low spatio-temporal resolution of such data. Third, one can calculate tropospheric delay maps from Global Atmospheric Models (GAMs) and correct interferograms from those simulated delays. As these techniques have shown their efficiency in many studies (e.g. [Jolivet et al., 2011, 2014](#); [Hu & Mallorqui, 2018a,b](#)), open source online tools have been de-

veloped to provide delay predictions from GAMs, such as the Generic Atmospheric Correction Online Service for InSAR (GACOS) (Yu et al., 2017, 2018a,b, website here : <http://ceg-research.ncl.ac.uk/v2/gacos/>).

One of the most popular GAM used for atmospheric corrections is called ERA-Interim. This GAM, first released in 2006 and spanning from 1979 to present, provides a reanalysis of the state of the atmosphere at a temporal resolution of 6 hours and a horizontal resolution of 80 km. At the end of 2018, a new reanalysis called ERA-5 has been released and is meant to replace ERA-Interim, which has not been continued since August 31st, 2019. ERA-5 now provides hourly atmospheric data at a spatial resolution of 30 km. A recent study of (Hu & Mallorqui, 2018b) tends to suggest ERA-5 is better at predicting tropospheric delays than ERA-Interim and HRES GAMs. Hence, we decide to conduct a thorough study on the performance of ERA-5 and compare it to the two most similar GAMs delivered by ECMWF, ERA-Interim and HRES, to assess whether the switch to this newer model is an improvement for InSAR studies.

We first perform a qualitative and quantitative comparison of atmospheric corrections performed with the three latest GAMs delivered by ECMWF : ERA-Interim, HRES and ERA-5, evidencing higher performance of ERA-5 at predicting atmospheric delays compared to HRES and ERA-Interim. We then discuss the benefits of uncertainty estimates associated with ERA-5 products and finally test the influence of the spatio-temporal improvement in the resolution of ERA-5.

We use the Sentinel-1 track 87, covering the central segment of the North Anatolian fault in central Turkey. The 6-days revisit time of Sentinel-1 allows to build a large dataset of 333 interferograms, computed with the InSAR Scientific Computing Environment (ISCE) software (Gurrola et al., 2010) and covering a period from the end of 2014 to the end of 2017. This mountainous region, where elevation varies from 100 to 2000 m, is bordered to the north by the Black Sea. Significant topographic gradients and the vicinity of the sea lead to strong atmospheric perturbations inland, both in space and time, thus making this region a perfect case study for the comparison of atmospheric corrections.

2.2 Computing tropospheric delays from GAMs

A change in refractivity of the atmosphere between two SAR acquisitions introduces a delay between the two radar signal propagation times. The phase of an interferogram is therefore affected by spatio-temporal variations of the refractivity index N (Thayer, 1974; Hanssen, 2001; Puysségur et al., 2007), defined as :

$$N = k_1 \frac{P_d}{T} + k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} + k_4 W + k_5 \frac{ne}{f^2}, \quad (2.1)$$

where P_d is the pressure of dry air, T the temperature, e the partial pressure of water vapor, W the water content of clouds, ne the electronic content mainly in the ionosphere and f the wave frequency. The constants k_1 to k_5 are given in the literature as $k_1 = 0.776 \text{ K.Pa}^{-1}$, $k_2 = 0.716 \text{ K.Pa}^{-1}$, $k_3 = 3.75 \times 10^3 \text{ K}^2.\text{Pa}^{-1}$, $k_4 = 1.45 \times 10^3 \text{ m}^3.\text{kg}^{-1}$ and $k_5 = -4.03 \times 10^7 \text{ s}^{-2}.\text{m}^3$ (Smith & Weintraub, 1953). We assume atmosphere to be non-saturated so that liquid water content is neglected (Hanssen, 2001) and that ionospheric delays are negligible for C-Band satellites in non-polar areas (Saito et al., 1998). Hence, equation 2.1 becomes :

$$N = \left(k_1 \frac{P_d}{T} \right)_{dry} + \left(k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \right)_{wet}. \quad (2.2)$$

The relative tropospheric delay (two-way), ϕ_{tropo} , at a specific altitude, $z = z_0$, corresponds to the integration of the refractivity between the surface z_0 and the top of the atmosphere z_{top} (Hanssen, 2001; Doin et al., 2009) :

$$\phi_{tropo} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{10^{-6}}{\cos \theta} \int_{z=z_0}^{z=z_{top}} N(z) dz, \quad (2.3)$$

where $\frac{4\pi}{\lambda} \frac{10^{-6}}{\cos \theta}$ is a conversion factor to convert delay in the Line Of Sight (LOS) direction, with λ the radar wavelength and θ the incidence angle of the satellite.

We use GAMs to predict tropospheric delays as they provide estimations of pressure, temperature and humidity at multiple pressure levels, with a uniform time interval and on a regular spatial grid. We compute tropospheric delay maps to correct interferograms from propagation delays using the PyAPS library, that we updated to be used in Python 3 (link here : <https://github.com/AngeliqueBenoit/pyaps3>; Jolivet et al., 2011; Agram et al., 2013). For a given interferogram, we download GAMs products that are closest to the two SAR acquisition times. We predict the delay ϕ_{tropo} as a function of altitude on each GAMs node within the SAR acquisition (Eq. 2.3). We interpolate the delay both vertically, using a spline interpolation, and horizontally, using a bilinear interpolation, to predict delay at any pixel of the SAR scene. We finally calculate the delay map corresponding to the interferogram by differentiating delay maps at the time of the two acquisitions, and we correct the phase of the interferogram from those predicted delays. As atmospheric corrections help the unwrapping procedure, we choose to perform corrections on wrapped interferograms (Jolivet et al., 2011).

2.3 ECMWF datasets

We use three datasets with different spatial and temporal resolutions. The three datasets are produced by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

(ECMWF), which provides public access for ERA-Interim and ERA-5 data and restricted access to HRES data, available under an ECMWF license.

HRES differs from ERA-Interim and ERA-5 as it is a forecast instead of a reanalysis. A forecast corresponds to the prediction of atmospheric variables at time $t+1$, estimated with a model which simulates the evolution of atmospheric conditions from an initial state of the atmosphere at time t . An analysis is the product of assimilation techniques, such as the 4-dimensional variational analysis (4D-Var), which simulates the trajectory of the atmospheric model that best fits forecast to the new available observations. A reanalysis corresponds to a constant update of analysis steps with new available observations.

2.3.1 ERA-Interim

ERA-Interim is a global atmospheric reanalysis covering a period from 1979 to August 2019. The data assimilation system is based on Integrated Forecast System cycle 31r2 (IFS Cy31r2) and includes a 4D-Var with a 12-hour analysis window. ERA-Interim products provide atmospheric variables every 6 hours a day (0, 6, 12, 18 UTC), at a spatial resolution of approximately 80 km, on 37 pressure levels (Figure 2.1 a; Table 2.1; Dee et al., 2011). Since it is based on a 4D-Var assimilation scheme, it provides the most likely state of the atmosphere at a given time for the assimilated atmospheric data. ERA-Interim has been taken offline since August 31st, 2019, hence the need to evaluate whether its successor, ERA-5, indeed performs better.

TABLE 2.1 – Differences between ERA-Interim, ERA-5 and HRES datasets.

Dataset	Spatial resolution	Temporal resolution	Pressure levels
ERA-Interim	80 km	6 hours	37
ERA-5	30 km	1 hour	37
HRES	9 km	6 hours	25

2.3.2 ERA-5

ERA-5 is the latest global atmospheric reanalysis released in January 2016, covering a period from 1950 to present. The data assimilation system is based on Integrated Forecast System cycle 41r2 (IFS Cy41r2) and includes a 4D-Var with a 12-hour analysis window. ERA-5 products provide hourly atmospheric variables, at a spatial resolution of approximately 30 km, and uses the same 37 pressure levels as ERA-Interim (Figure 2.1 b; Table 2.1; Hersbach & Dee, 2016). Compared to previous datasets, ERA-5 products are provided with 10 ensemble members and an

ensemble mean for each variable. We evaluate whether those supplements, computed at a lower spatio-temporal resolution (6 hours - 62 km), may be useful for the determination of delay uncertainties (cf. Chap. 2.7.1).

2.3.3 HRES

HRES is a global atmospheric high resolution forecast. The data assimilation system is based on the same Integrated Forecast System cycle 41r2 (IFS Cy41r2) as ERA-Interim and ERA-5, but includes a global 10-day forecasting system. Using the latest IFS cycle leads to improve resolution of forecasts. HRES products provide atmospheric variables every 6 hours a day (0, 6, 12, 18 UTC), at a spatial resolution of approximately 9 km, on 25 pressure levels (Figure 2.1 c; Table 2.1). HRES provides atmospheric variables at a higher spatial resolution than the other forecasts and is the most accurate forecast for a 10-day period.

2.3.4 Inter-model variability of atmospheric variables

The three datasets mentioned above differ from both spatial and temporal resolutions. We use 171 dates spanning October 2014 to September 2018, corresponding to acquisition dates of our dataset, to estimate the inter-model variability of pressure, temperature, humidity and delay as a function of elevation.

We extract for each date and each model the elevation profile of pressure P , temperature T and humidity Q on a given node (longitude : 33° ; latitude : 41.25°). For each date, we then calculate inter-model differences in pressure, temperature and humidity. We average these differences for all dates (Figure 2.2 a, b and c). Error bars represent the standard deviation of inter-model differences. Similarly, we compute on the same node inter-model differences in total, dry and wet tropospheric delays as a function of elevation. We average these differences for all interferograms (Figure 2.3 a, b and c). We represent delays up to a maximum altitude of 3.3 km, corresponding in our case to 100 m above the maximum altitude of DEM. We finally show differences in delays for an interferogram spanning January 11, 2018 and March 24, 2018, where ERA-5 performs efficient corrections (Figure 2.4 a, b and c).

We see that largest inter-model variability in pressure, temperature and humidity are within the lowest tropospheric layer, between 0 and 0.5 km (Figure 2.2). Such inter-model variability lead to significant variations of mean predicted delays between the three models, where variations reach ~ 1 cm between ERA-5 and ERA-Interim and decrease to 6 mm between ERA-5 and HRES and 3 mm between ERA-Interim and HRES models (Figure 2.3 a). In the interferogram example, differences in predicted delay between HRES and ERA-5, estimated to be around 5 mm, are small compared to others inter-model differences, which reach 1.5

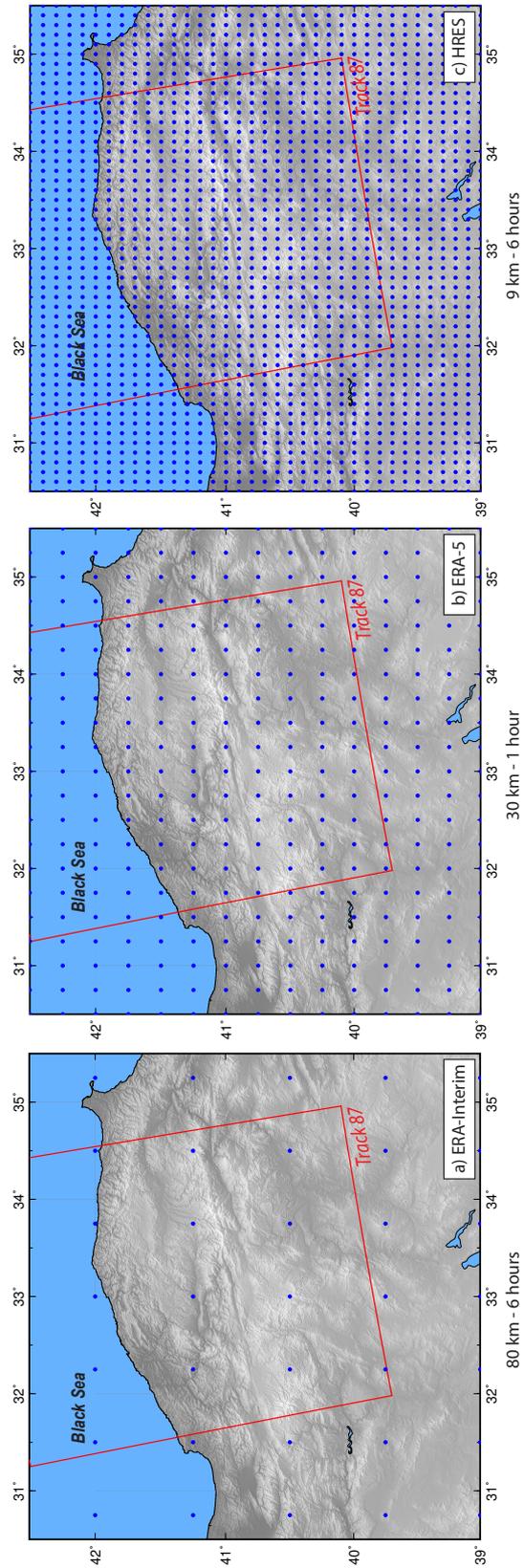


FIGURE 2.1 – Spatio-temporal resolutions of a) ERA-Interim, b) ERA-5 and c) HRES datasets, on central Turkey. Red box represents the InSAR footprint area.

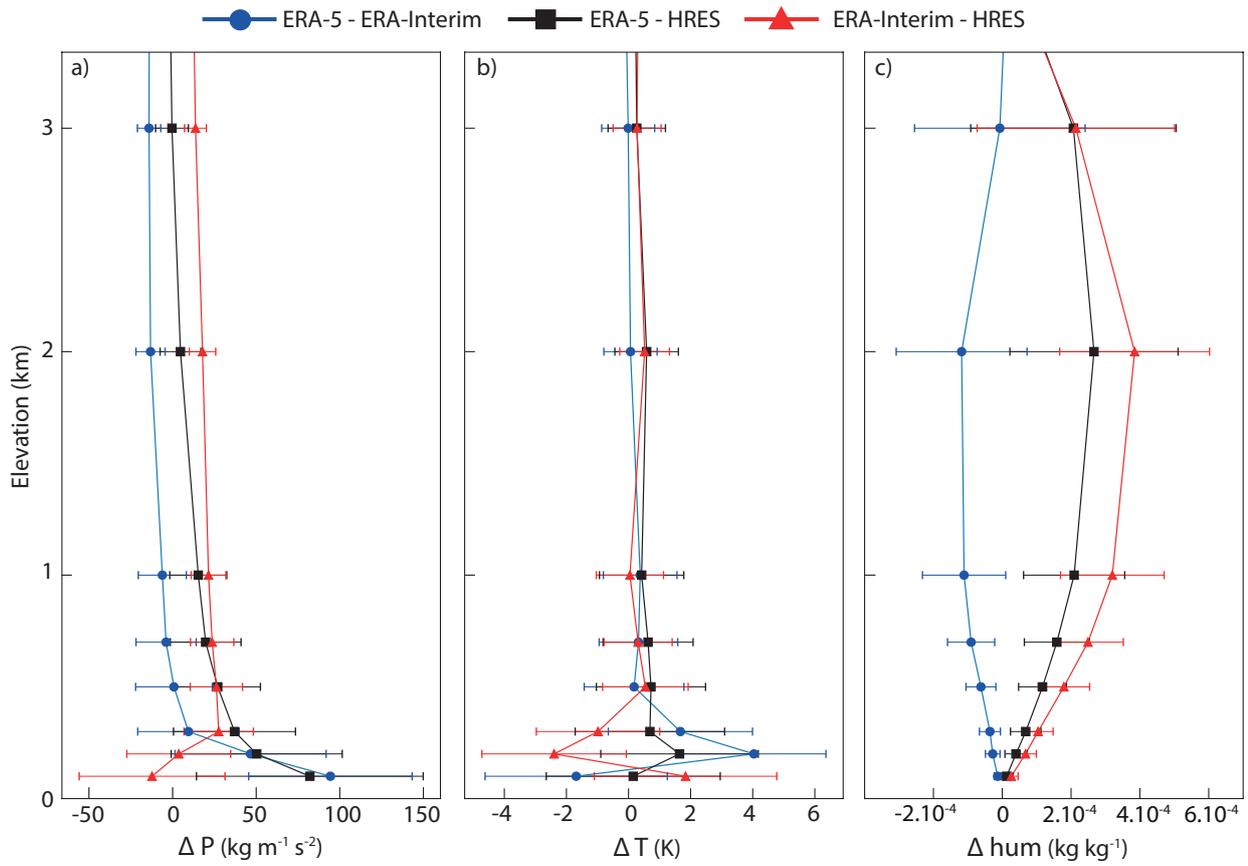


FIGURE 2.2 – Elevation profiles of inter-model differences in a) pressure, b) temperature and c) humidity for 171 dates spanning October 2014 to September 2018.

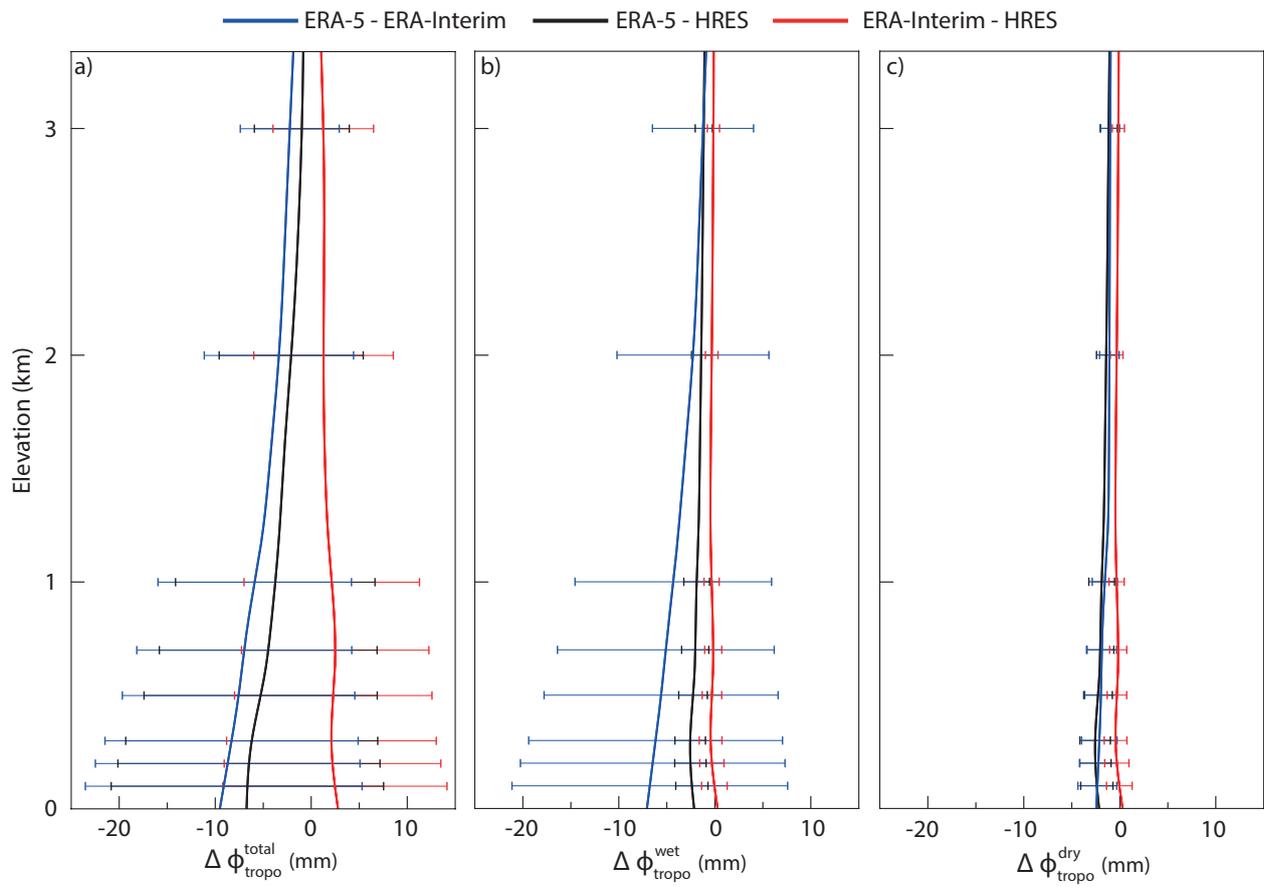


FIGURE 2.3 – Elevation profiles of mean inter-model differences in relative delays of all interferograms. Differences are represented for a) total, b) wet and c) dry delays.

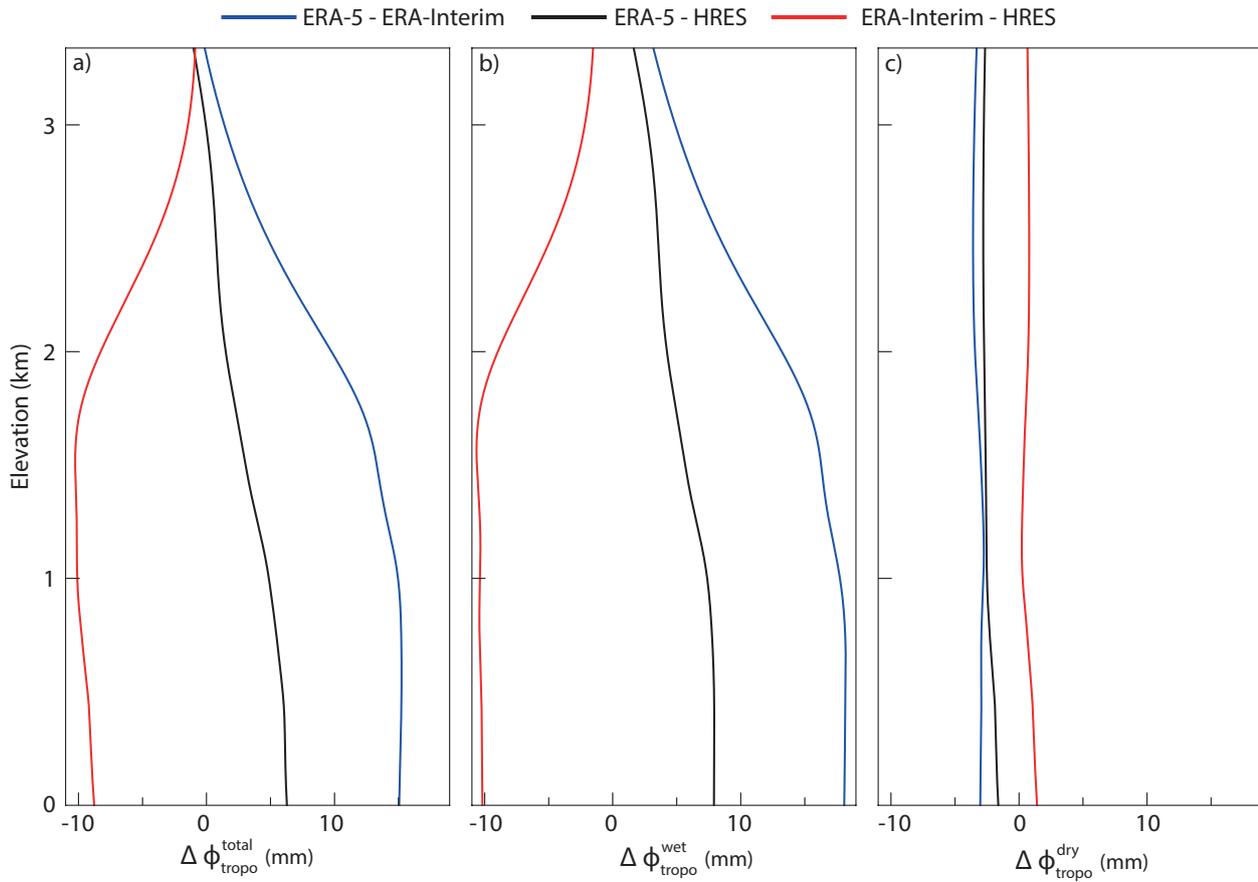


FIGURE 2.4 – Elevation profiles of inter-model differences in relative delay between acquisitions of January 11, 2018 and March 24, 2018. Differences are represented for a) total, b) wet and c) dry delays.

cm for ERA-5 / ERA-Interim and 1 cm for ERA-Interim / HRES (Figure 2.4 a). However, delays mostly depend on the wet component (Figure 2.3 b and Figure 2.4 b). Differences in dry delay are close to zero (Figure 2.3 c and Figure 2.4 c). One intriguing point is that there seems to be a systematic bias in the predicted delays between those predicted by ERA-5 on one side and ERA-Interim on the other side.

We highlight a variability in atmospheric variables between ERA-Interim, ERA-5 and HRES, mostly concentrated in the lowest layer of the troposphere. As it is also in this layer that the delays are the strongest, we can expect significant differences between the performance of the three models in correcting delays, especially between ERA-5 and ERA-Interim where differences in predicted delays may reach 1 cm. These differences should be maximum at low elevations within a SAR scene, hence close to the sea and within valleys.

2.4 Qualitative comparison of ERA-Interim, ERA-5 and HRES atmospheric corrections

We compare the performances of atmospheric corrections using the example of an interferogram combining acquisitions of the 11th January and 24th March 2018 (Figure 3.2).

The phase of the interferogram is strongly affected by a long-wavelength signal due to atmospheric delays (Figure 3.2 a). The apparent range change is of about 2 cm in the north, with a north-south gradient down to -3 cm in the south portion of the scene. We have chosen this particular example because the phase signal mimics, at least qualitatively, the deformation signal expected for such a large strike-slip fault, such as the North Anatolian fault which crosses the scene. We compute atmospheric delay maps using products of each GAMs (Figure 3.2 c, d and e). Resulting interferograms corrected from the predicted atmospheric delay all show a reduction in standard deviation (Figure 3.2 f, g and h). ERA-Interim does not predict the entire dynamics of the signal related to the atmosphere (Figure 3.2 c and f). The spatial distribution of the phase delay is close to that observed but the predicted amplitude is twice lower than observed. HRES gives a better prediction than ERA-Interim. The predicted delay removes three-quarters of the long-wavelength signal from the interferogram (Figure 3.2 d and g). The best atmospheric correction is performed with ERA-5, where the predicted delay removes the entire long-wavelength signal from the interferogram (Figure 3.2 e and h). We still see turbulences on the three corrected interferograms. As their characteristic size (< 5 km) is smaller than the grid size of GAMs (10, 30 and 80 km respectively for HRES, ERA-5 and ERA-Interim) and not correlated to topography, turbulences cannot be predicted by GAMs. As we only correct the stratified component of the atmosphere, the better the correction,

the more obvious the turbulence becomes.

Thanks to the high spatial resolution of ERA-5, data allow to predict also small-wavelength signals, ranging from tens to a hundred kilometers. Focusing on the northwestern part of the interferogram (cf. Figure 3.2), where phase correlates significantly with topography, ERA-5 predicted delay removes the entire signal due to atmospheric delays from the original interferogram, here corresponding to a range change of 3 cm (Figure 3.3 a and b). The phase of the corrected interferogram is no longer affected by atmospheric effects (Figure 3.3 c), as shown by the lack of a relationship between phase and topography (Figure 3.3 bottom).

We have shown a single example of atmospheric corrections on the North Anatolian fault case study, where ERA-5 performs better than ERA-Interim and HRES. We have illustrated its ability to predict both small and long-wavelength delays (tens to hundreds kilometers) hence to remove the entire signal due to atmospheric delays from an interferogram. As those results are for a single interferogram, we next perform a quantitative comparison over an entire dataset of interferograms.

2.5 Quantitative comparison of ERA-Interim, ERA-5 and HRES atmospheric corrections

We analyze our entire dataset of interferograms (333) and their corrections derived from ERA-Interim, ERA-5 and HRES products. We compute the standard deviation σ of interferograms, a measure of the spread of phase values on a single interferogram, before and after corrections with ERA-Interim, ERA-5 and HRES predictions, following,

$$\sigma_{kl} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\phi_i - \bar{\phi})^2}, \quad (2.4)$$

where σ_{kl} is the standard deviation of an interferogram combining acquisitions at times k and l , N is the number of pixels in the interferogram, ϕ_i the phase of a pixel i and $\bar{\phi}$ the mean of all phase values. We consider the reduction in standard deviation as a measure of the quality of atmospheric corrections.

We compare reductions in standard deviations for the different atmospheric corrections (Figure 3.4 a, b and c). ERA-5 performs in most cases better than ERA-Interim and HRES, as, respectively, 71% and 63% of the corrected interferograms show a larger reduction in standard deviation with ERA-5 corrections (Figure 3.4 a, b). HRES performs better than ERA-Interim, as 66% of the interferograms show a larger reduction in standard deviation with HRES (Figure 3.4 c). Finally, ERA-5 corrections lead to decrease the standard deviation of 81% of the interferograms,

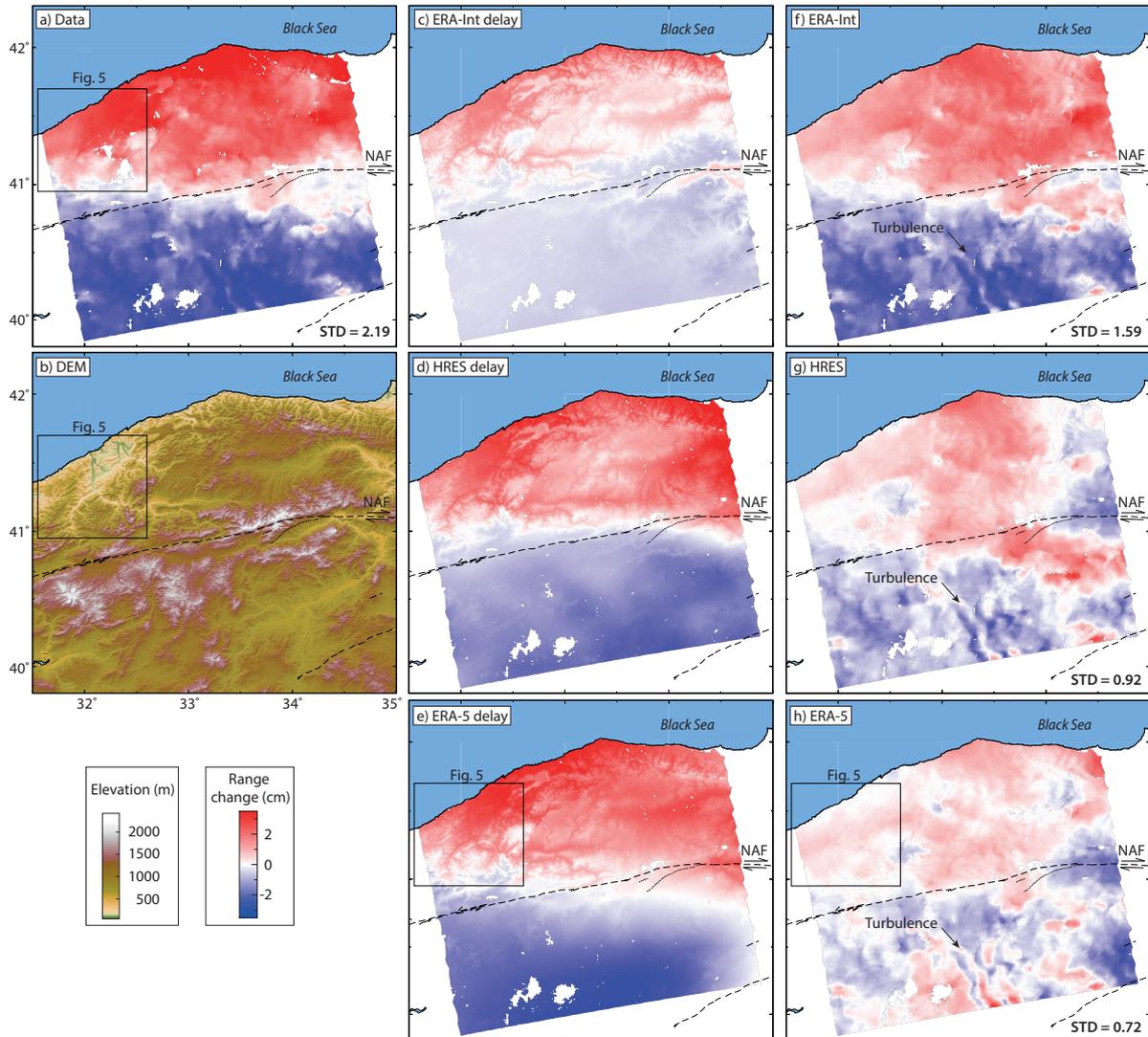


FIGURE 2.5 – Qualitative comparison of atmospheric corrections performed using the three GAM of this study. a) Original interferogram combining acquisitions of the 11th January to 24th March 2018. b) DEM. c), d) and e) Atmospheric delays computed from ERA-Interim, HRES and ERA-5 products. f), g) and h) Corresponding interferograms corrected from atmospheric delay. Square boxes show the area plotted on figure 3.3.

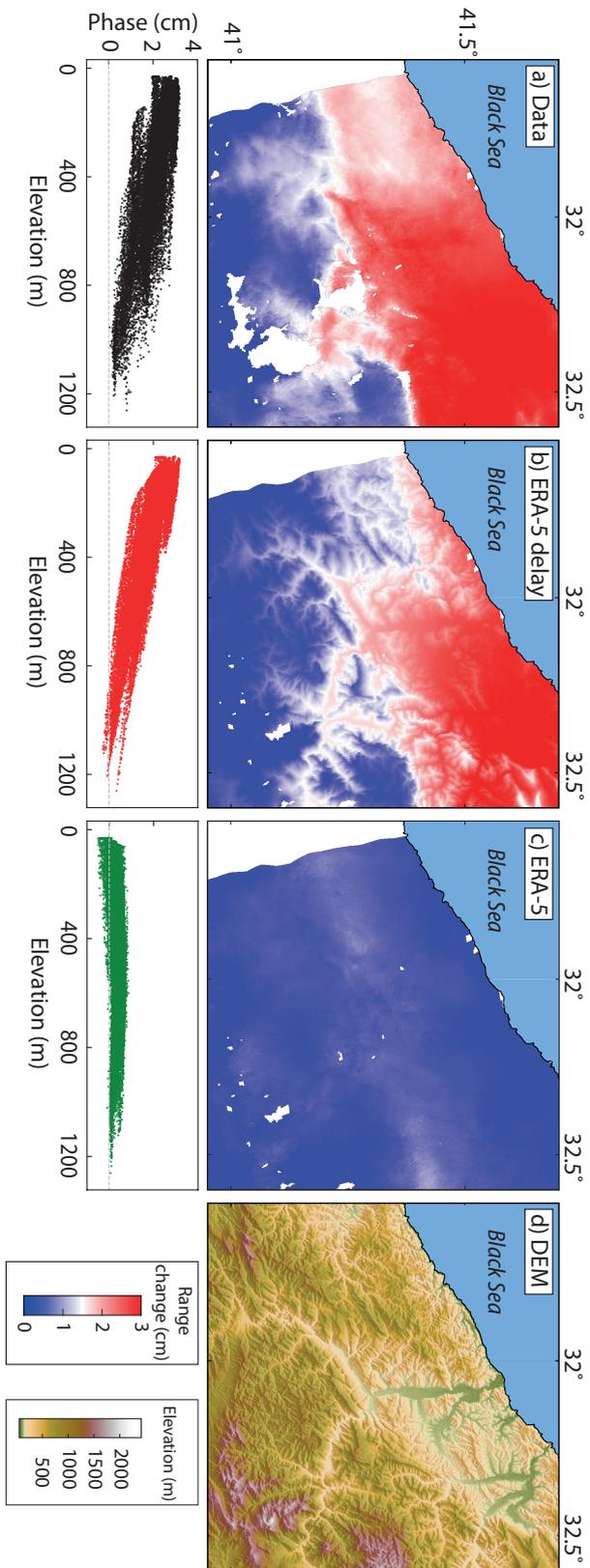


FIGURE 2.6 – Square boxes plotted on figure 3.2 to show performance of ERA-5 to predict small-wavelength signal related to topography: a) Original interferogram impacted by small-wavelength signal related to topography; b) ERA-5 delay; c) Resulting interferogram, corrected from small-wavelength signal related to topography; d) DEM. Bottom) Corresponding phase-elevation relationships.

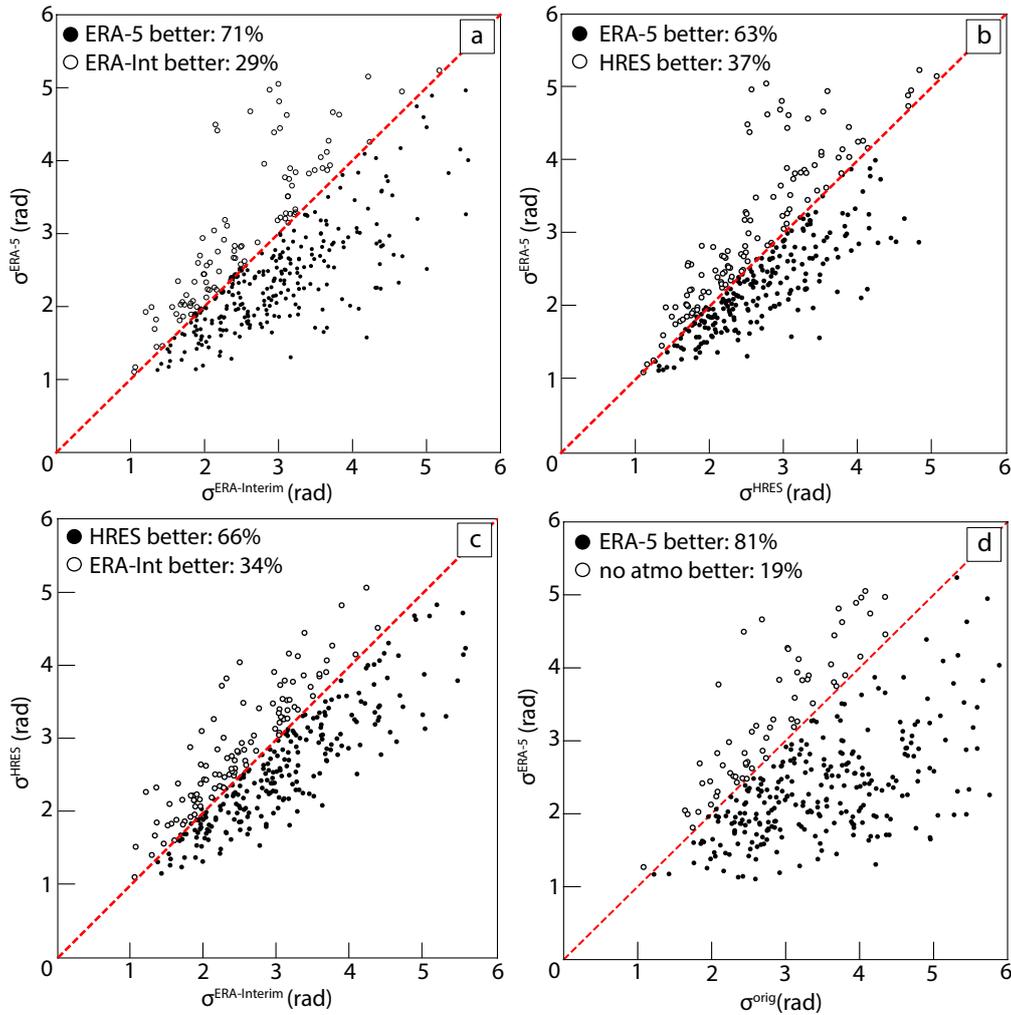


FIGURE 2.7 – Statistical comparison of atmospheric corrections. Each dot represents an interferogram. a) Standard deviation of interferograms corrected with ERA-Interim versus ERA-5. b) Standard deviation of interferograms corrected with HRES versus ERA-5. c) Standard deviation of interferograms corrected with ERA-Interim versus HRES. d) Standard deviation of original interferograms versus interferograms corrected with ERA-5. The best correction is color-coded in green.

hence to remove a large part of the atmospheric contribution from a dataset (Figure 3.4 d). We cannot explain why 19% of the interferograms see their standard deviation increasing. We assume that reanalysis performs poorly on that particular location for this time.

We have shown that ERA-5 performs better than ERA-Interim and HRES. ERA-5 products allow to remove a large part of the signal due to atmospheric delays in more than 2/3 of an interferogram dataset. But as ERA-5 corresponds to reanalysis products, these are available with a delay of three months and thus cannot be used for real-time monitoring, contrary to HRES forecast which is published within a day. In general, when available, ERA-5 should be the default choice for corrections while HRES still provides a good first order correction.

2.6 Spatial variations of the quality of ERA-5 atmospheric corrections

The standard deviation σ is an overall estimate of the quality of the correction, at the scale of an interferogram. As the width of Sentinel-1 images is 250 km, multiple ERA-5 grid nodes are included in our correction, leading to potential lateral variations in the quality of atmospheric corrections.

To assess whether ERA-5 atmospheric corrections are spatially homogeneous, we choose two interferograms, one combining acquisitions of the 11th January and 24th March 2018, well corrected with ERA-5, and the other combining acquisitions of the 27th January and 15th May 2015, poorly corrected with ERA-5. For both interferograms, the expected deformation signal is negligible (a few mm) with respect to atmospheric delays. We divide them in 100x100 pixels windows (Figure 3.5). In each window, we compute the standard deviation of the interferogram corrected with ERA-5, σ^{ERA-5} , and the standard deviation of the original interferogram, σ^{orig} . We estimate each variance reduction ΔV , given by,

$$\Delta V = \left(1 - \frac{(\sigma^{ERA-5})^2}{(\sigma^{orig})^2} \right) \times 100. \quad (2.5)$$

A positive variance reduction means a reduction of standard deviation between original and corrected interferogram, hence reflects an efficient atmospheric correction.

In the first example, standard deviations of original and corrected interferograms equal respectively 2.2 and 0.7 cm, meaning ERA-5 products predict well the phase delay. The resulting variance reduction is positive almost everywhere on the interferogram (Figure 3.5a), between 50 and 80%, except in the south where it

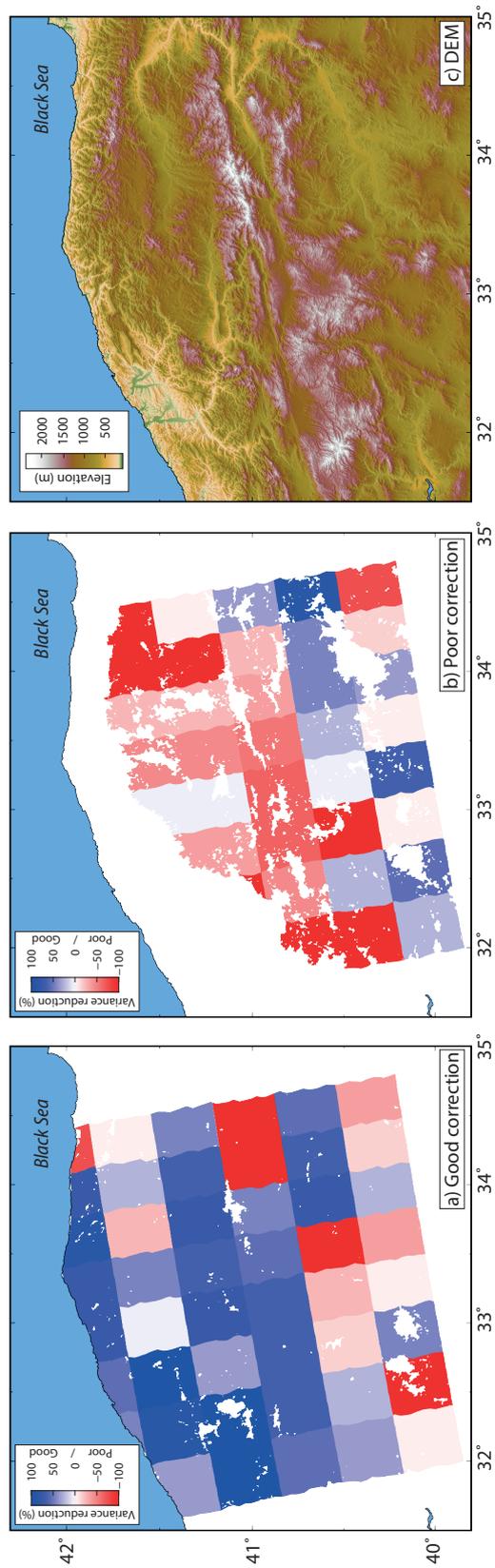


FIGURE 2.8 – a) Variance reduction for an interferogram combining acquisitions of the 11th January and 24th March 2018, where phase delays are well corrected using ERA-5. b) Variance reduction for an interferogram combining acquisitions of the 27th January and 15th May 2015, where phase delays are poorly corrected using ERA-5. c) DEM.

reaches -100%. In this example, the high spatial and temporal resolution of ERA-5 products leads to predict the phase delay both in the vicinity of the Black Sea and inland but fails in regions where turbulences are observed (cf. Figure 3.2h). In the second example, standard deviations of original and corrected interferograms equal respectively 2.2 and 3.0 cm, meaning ERA-5 products poorly predict the phase delay. The resulting variance reduction is highly heterogeneous in space (Figure 3.5b). Positive values equal 40% in the south and negative values vary between -20 and -100% in the north, and seem to correspond to mountainous regions (Figure 3.5c). Contrary to the first example, the long-wavelength signal cannot be removed with ERA-5 predictions.

We have shown that in case of an efficient atmospheric correction, where the standard deviation of the original interferogram decreases, the quality of ERA-5 corrections is homogeneous in space and local loss of quality could be attributed to turbulences. In cases of poor atmospheric corrections, some parts of an interferogram may still be well corrected.

2.7 A quantitative assesment of the quality of ERA-5 uncertainty products

ERA-5 products are provided with 10 ensemble members, which are each one a realisation of the state of the atmosphere at the time of a reanalysis. A 4D-Var reanalysis provides the PDF of the state variables after assimilation of atmospheric data and ERA-5 gives the mean of this distribution and 10 ensemble members at a lower resolution (62 km and 6 hours). We use these ensemble members to estimate uncertainties on ERA-5 corrections. We first show an example of uncertainty map derived from 10 ensemble members of ERA-5 products for a single interferogram. We then discuss the potential of such uncertainty map for decision-making tool for atmospheric corrections.

2.7.1 Uncertainty map computed from the 10 ensemble members of ERA-5

We consider the example of the interferogram combining acquisitions of the 11th January and 24th March 2018, described in previous sections (Figure 2.9 a and c). We compute 10 delay maps associated with the 10 members of the ensemble. We

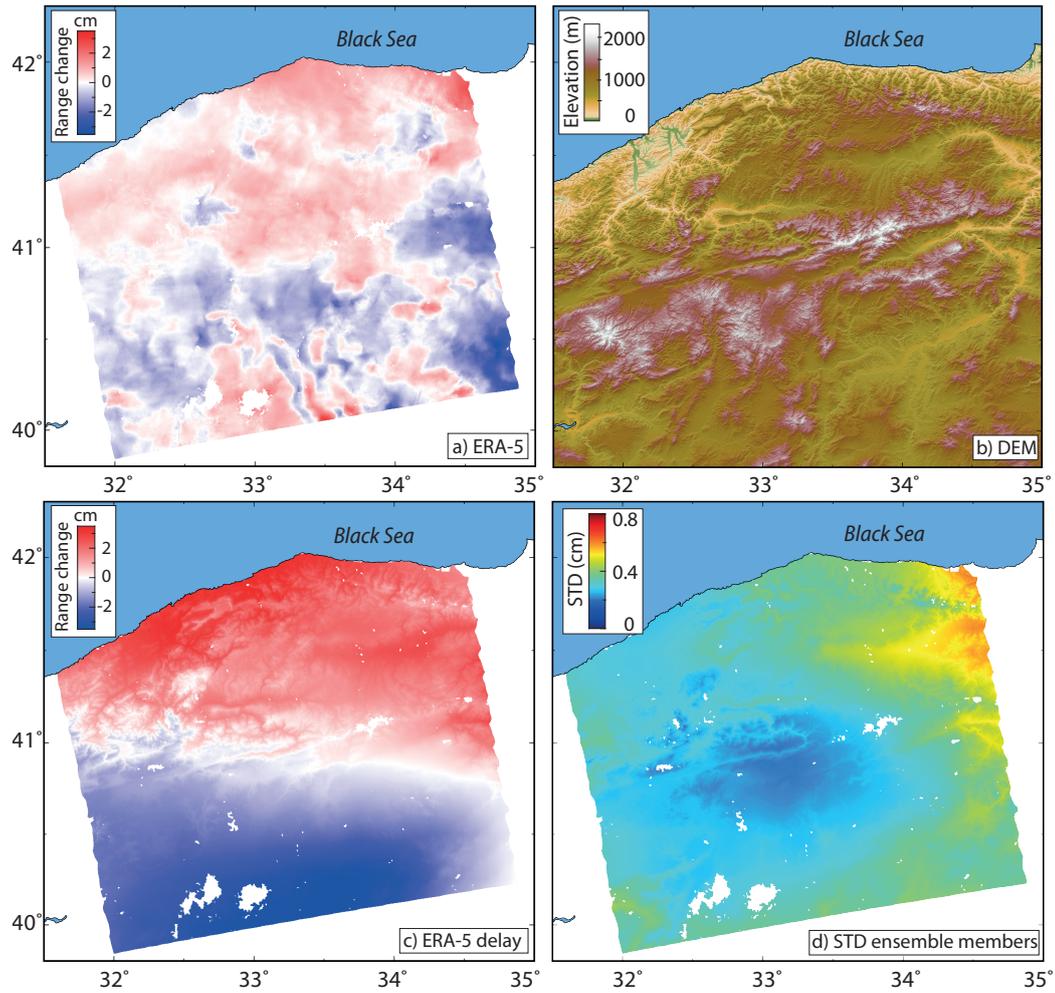


FIGURE 2.9 – a) Interferogram combining acquisitions of the 11th January and 24th March 2018, corrected with ERA-5 products. b) DEM. c) ERA-5 delay map. d) STD map of the 10 ensemble members of ERA-5, which gives uncertainties on the estimated delay.

then derive a map of standard deviation following :

$$\sigma_{ij} = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{a=1}^M (d_a - \bar{d})^2}, \quad (2.6)$$

where σ_{ij} is the standard deviation of a given pixel with coordinates i and j , M is the number of ERA-5 members, d_a is the delay value for this member and \bar{d} the mean of delay values for pixel ij (Figure 2.9 d). The map of standard deviation is a measure of the spread of the 10 members at each pixel of the interferogram. In other words, it provides an estimate of uncertainties on ERA-5 delay maps.

In this example, most of the standard deviation values vary between 0.2 and 0.3 cm, meaning ERA-5 delay maps are consistent within 0.3 cm between the 10 ensemble members, hence values of the predicted delay computed with original ERA-5 are reliable. Standard deviation reaches 0.7 cm in a small fraction of the northeastern part of the interferogram. Here, delays are less consistent and predictions should then be less reliable. Interestingly, standard deviations seem to correlate with topography (Figure 2.9b and d). In this case, lowest values of standard deviation correspond to mountainous regions and highest values to valleys. This might be due to the overall lower delay values at higher elevation.

In the light of these results, we investigate the usefulness of uncertainty maps to help to decide whether to correct an interferogram or not.

2.7.2 Temporal variations of ERA-5 uncertainties

We evaluate whether ERA-5 uncertainties fluctuate seasonally hence if there are times when uncertainties are so high that the resulting predictions are not reliable.

We compute uncertainty maps associated with delay maps of the entire dataset of interferograms (333). We then compute the mean standard deviation of each uncertainty map and plot it over time (Figure 2.10 a and b). We can see that 79% of the mean standard deviations range between 0 to 0.75 cm, indicating that predictions could be considered reliable. But there are significant variations in uncertainties over time. Standard deviations vary between 0.3 to 1.5 cm and may reach 2 cm between the end of 2014 to the middle of 2016 while they are lower than 0.5 cm after the summer of 2016. This decreasing trend reflects that as the quality of observations fed in the reanalysis increase with time, the resulting uncertainties decrease. The transition between high and low values of standard deviations in the middle of 2016 almost coincides with the date of production of ERA-5, which started in early 2016 (Hersbach & Dee, 2016), as fewer observations are available before this period, uncertainties may be higher for ERA-5 products older than 2016. Standard devia-

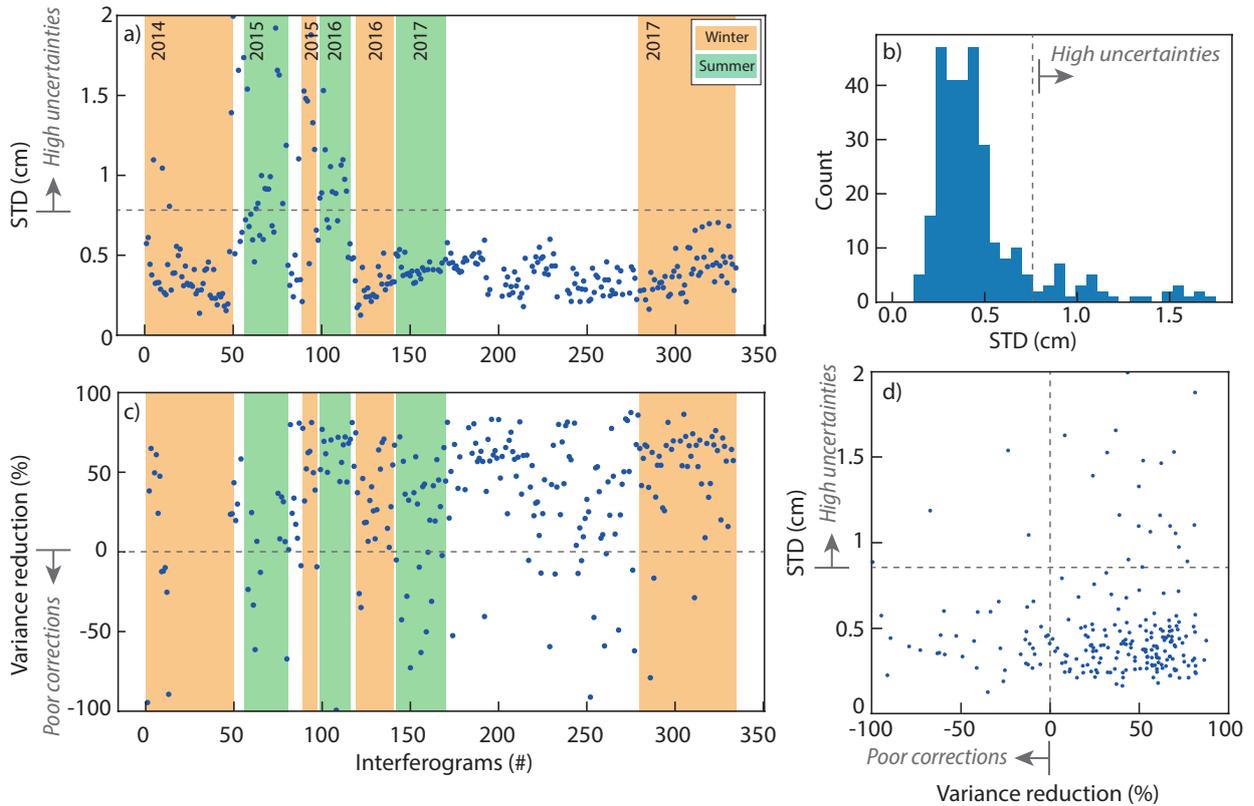


FIGURE 2.10 – a) Standard deviations of uncertainty maps over time. Each dot correspond to an uncertainty map associated to a delay map. b) Histogram of standard deviations of uncertainty maps. c) Interferograms variance reductions over time. d) Interferograms variance reductions versus standard deviations of uncertainty maps.

tions also show seasonal fluctuations, with high values in winters and low values in summers, except for few cases during the summer of 2015 and 2016.

As uncertainties fluctuate seasonally, it would be interesting to assess if atmospheric corrections display the same pattern. To do so, we plot the temporal evolution of variance reduction of the interferograms dataset (Figure 2.10 c). Contrary to uncertainties, the variance reduction does not exhibit any seasonal fluctuations. Going further, uncertainties can be large while corrections perform nicely (Figure 2.10 d). Even if 66% of the efficient corrections corresponds to low uncertainties on delay maps, 13% of the efficient corrections where performed with products with high uncertainties. Additionally, 16% of poor corrections where performed with products with low uncertainties. Therefore, uncertainty maps cannot be used to assess whether corrections should be used or not. The good side is that corrections can be efficient even if uncertainties on delay maps are high.

2.7.3 Spatial variations of ERA-5 uncertainties

Rather than temporal fluctuations, it would be interesting to know whether spatial variations of uncertainties within an interferogram could provide informations on the resulting correction. In other words, their might be a scale issue between uncertainties and delay correction performance.

Considering the two examples of Figure 3.5, where one interferogram is well corrected and the other poorly corrected with ERA-5, we represent the variance reduction function of the ERA-5 uncertainties for all 100×100 pixels windows (Figure 2.11). In both cases, negative variance reductions (i.e. poor corrections) do not correspond to high uncertainties on ERA-5 delay. This lack of correlation between spatial variations of variance reductions and uncertainties depicts that even if uncertainties on predicted delays are high in a given region of an interferogram, the resulting correction may be efficient. Therefore, uncertainty maps should not be used as a proxy for the quality of the delay correction and this, regardless of the size of the considered interferogram.

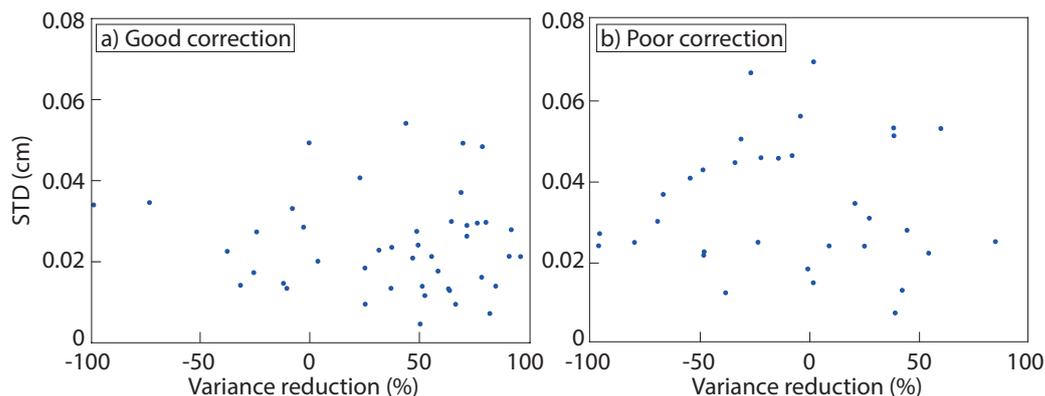


FIGURE 2.11 – Variance reductions function of standard deviations of ERA-5 uncertainties a) for an interferogram where phase delays are well corrected using ERA-5 and b) for an interferogram where phase delays are poorly corrected using ERA-5 (cf. Figure 3.5). Each dot corresponds to a 100×100 km window.

2.8 Contribution of the spatio-temporal resolution of ERA-5

We now illustrate the characteristics of ERA-5 that differ from previous reanalysis and could explain the better performance of ERA-5.

One important difference between ERA-5 and ERA-Interim is the spatial and temporal resolutions (cf. Chap. 2.3.1 and 2.3.2). We evaluate the influence of the

improvement of ERA-5 spatio-temporal grid size since the previous reanalysis. We first downgrade ERA-5 products from the initial 30 km grid to 80 km, thus reducing the spatial increment to a resolution identical to ERA-Interim (case 1). We also downsample ERA-5 products from 1 hour to 6 hours, thus reducing the temporal increment to a resolution identical to ERA-Interim (case 2). We finally downsample ERA-5 both in space and time, thus reducing spatio-temporal increments to resolutions identical to ERA-Interim, respectively 80 km and 6 hours (case 3). We compute delay maps and perform corrections with these spatio-temporally downsampled ERA-5 predictions. We compare those corrections to those predicted from ERA-Interim and to ERA-5 original resolution corrections. We use a Kernel Density Estimation (KDE) approach to derive the Probability Density Function (PDF) of the standard deviation of each corrected product (Figure 2.12; Waskom et al., 2014).

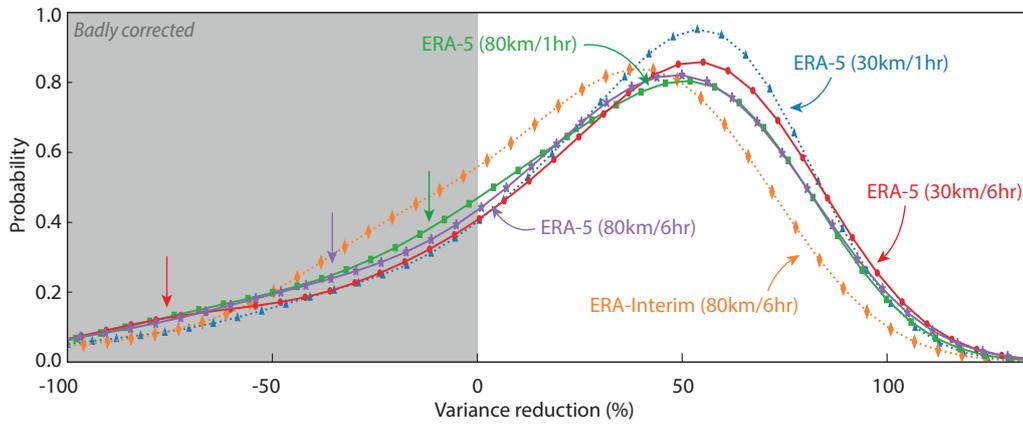


FIGURE 2.12 – Probability density function (PDF) of the variance reduction of interferograms corrected with native ERA-5 (30 km/1hr), ERA-Interim (80km/6hr), spatially downsampled ERA-5 (80km/1hr), temporally downsampled ERA-5 (30km/6hr) and spatio-temporally downsampled ERA-5 (80km/6hr).

To first order, the PDF of ERA-Interim variance reduction is centered on 40%, while that of ERA-5 is centered on $\sim 50\%$. If we temporally downsample ERA-5 (30km/6hr) we obtain a distribution comparable to that of the native ERA-5 (30km/1hr), centered on 55%, except for some extreme values of variance reduction (red arrow). In this case, increasing the temporal resolution of ERA-5 from 6 to 1 hour helps to correct some interferograms poorly corrected with a time step of 6 hours (i.e. extreme values). If we spatially downsample ERA-5 (80km/1hr), the mode of the distribution of variance reductions does not change but there is more extreme values (green arrow), meaning atmospheric corrections are worse than those of original and temporally downsampled ERA-5 models. In this case, decreasing the spatial resolution of ERA-5 from 30 to 80 km leads to poor predictions of atmospheric delays. If we spatio-temporally downsample ERA-5 (80km/6hr) the resulting PDF is superimposed on the PDF of the spatially downsampled ERA-5

PDF (80km/1hr).

The improvement in grid size of ERA-5 is therefore a key feature for the quality of atmospheric corrections. Decreasing node size from 80 km (such as ERA-Interim) to 30 km (original ERA-5) leads to better predictions of atmospheric delay. The finer time steps of ERA-5 is a second-order improvement, which only affects the quality of correction of a few interferograms. Finally, as ERA-5 remains better than ERA-Interim, even when downsampled to a similar grid, we conclude that the overall assimilation procedure is more effective at reproducing the state of the atmosphere at the time of SAR acquisitions.

2.9 Conclusion

We have emphasized that ERA-5, the latest reanalysis delivered by ECMWF, is the best model from ECMWF to perform atmospheric corrections. In the North Anatolian fault case study, ERA-5 corrections remove a large part of the signal related to the atmosphere in almost the entire interferogram dataset, thus keeping only the signal related to the deformation. It can be noted that as ERA-5 is a reanalysis product, data are available with a delay of three months thus real-time monitoring applications cannot be considered. The comparison between HRES model and the two reanalysis, ERA-Interim and ERA-5, have shown that HRES could be an alternative to reanalysis products. It provides almost the same results as ERA-5 and without a delay in data delivery, therefore being useful for real-time monitoring applications.

We have demonstrated that even if ERA-5 is provided with 10 ensemble members, the estimation of uncertainties on delay maps computed from these products cannot be used to assess when and where ERA-5 delay is more or less consistent. Actually, even if uncertainties on the delay are high, the correction can be efficient.

We have manually downgraded ERA-5 dataset in space and time to study the effect of such parameters on atmospheric corrections. We have seen that downsampling ERA-5 in time from 1 hour to 6 hours does not significantly change results. On the other hand, downsampling ERA-5 in space from 30 km to 80 km significantly decreases the quality of atmospheric corrections. The finer the spatial resolution of the atmospheric model, the better the correction will be. Considering geophysical applications, the next generation of global atmospheric model would include an even finer spatial resolution.

Algorithme de correction automatique d’erreurs de déroulement appliqué aux grands réseaux interférométriques

Sommaire

3.1 Introduction	107
3.2 Method	109
3.2.1 Automatic identification of unwrapping errors	111
3.2.2 Step 1 : flux method selection	112
3.2.3 Step 2 : mean closure method selection	113
3.3 Case studies	114
3.3.1 Application to Envisat dataset in Lebanon	114
3.3.2 Application to Sentinel-1 dataset in Central Turkey	115
3.3.3 Performances of the algorithm and time series analysis	117
3.4 Limits and development	121
3.5 Conclusion	121

La phase interférométrique ainsi corrigée des délais atmosphériques est ensuite filtrée puis déroulée. Au cours de cette dernière étape, des erreurs de déroulement peuvent néanmoins apparaître dans certaines régions de l’interférogramme, notamment lorsque la phase s’avère être bruitée, comme expliquée dans le chapitre 1. L’interprétation de la phase interférométrique en termes de déplacement est donc compromise.

Dans le cadre de cette thèse, l’utilisation d’images radar acquises par les satellites Sentinel-1 permet d’aboutir à un jeu de données conséquent, composé de plusieurs centaines d’interférogrammes. Il est donc impensable de corriger visuellement et manuellement chacune de ces erreurs de déroulement. Face à ce constat, j’ai décidé de développer et d’implémenter dans la chaîne de traitement ISCE un algorithme de détection et de correction automatique des erreurs de déroulement. Ainsi, tous

les interférogrammes du jeu de données dont la phase est filtrée et déroulée sont corrigés des erreurs introduites lors du processus de déroulement.

Cette section a été réalisée et écrite en collaboration avec B. Pinel-Puysségur (CEA¹), R. Jolivet (ENS²) et C. Lasserre (UCBL³) et fait l’objet d’un article en cours de révision à *Geophysical Journal International*, sous le titre “CorPhU : an algorithm based on phase closure for the correction of unwrapping errors in SAR interferometry”. Le code source de l’algorithme est disponible sur la plateforme GitHub en suivant ce lien : <https://github.com/AngeliqueBenoit/CorPhU>.

Résumé

L’interférométrie radar à synthèse d’ouverture est une méthode couramment utilisée en sciences de la Terre pour étudier les déplacements de surface ou construire des cartes topographiques à haute résolution. Les satellites récents, tels que ceux qui forment la constellation Sentinel-1, permettent d’obtenir des cartes de déformation denses avec une précision millimétrique, ceci grâce à une fréquence de revisite élevée. Cependant, l’InSAR reste limitée par la cohérence interférométrique. Le bruit de phase d’un interférogramme, résultant d’une perte de cohérence due à des modifications des propriétés de rétrodiffusion entre deux acquisitions SAR, peut amener à des erreurs de déroulement. Ces dernières peuvent alors entraîner des erreurs centimétriques lors de la reconstitution de séries temporelles et de l’estimation de la vitesse du sol. Nous présentons un algorithme basé sur la fermeture de phase de triplets d’interférogrammes qui permet de corriger automatiquement les erreurs de déroulement. Nous décrivons dans un premier temps l’algorithme et soulignons ses performances au moyen de deux études de cas, au Liban avec les données satellitaires Envisat et en Turquie centrale avec les données Sentinel-1. Le premier ensemble de données est particulièrement affecté par des erreurs de déroulement en raison d’interférogrammes à grandes lignes de base spatiales (500 m) et temporelles (10 ans) et de décorrélation due, en particulier, à la végétation. Le second ensemble de données contient des erreurs de déroulement en raison de changements temporels des propriétés de rétrodiffusion du sol, liés à la présence de neige en hiver et à d’importants effets atmosphériques en raison de la proximité de la mer Noire. Dans ces deux exemples, l’algorithme permet de corriger la quasi totalité des erreurs de déroulement, sans nécessiter d’inspection visuelle ni de suppressions manuelles de ces erreurs. Nous illustrons l’efficacité de l’algorithme sur de grands ensembles de données, comme avec la constellation Sentinel-1, où la redondance des triplets améliore les performances. Enfin, nous illustrons l’influence de notre méthode sur la reconstruction de séries chronologiques.

1. Commissariat à l’énergie atomique et aux énergies alternatives
2. École Normale Supérieure de Paris
3. Université Claude Bernard Lyon 1

Abstract

Interferometric Synthetic Aperture Radar is commonly used in Earth Sciences to study surface displacements or construct high resolution topographic maps. Recent satellites such as those forming the Sentinel-1 constellation allow to derive dense deformation maps with millimetric precision with high revisit frequency. However, InSAR is still limited by interferometric coherence. Interferogram phase noise resulting from a loss of coherence, due to changes in scattering properties between two SAR acquisitions, may lead to unwrapping errors. Unwrapping errors may lead to centimetric errors in time series reconstruction and in the estimation of ground velocity. We present an algorithm based on phase closure of triplets of interferograms to automatically correct unwrapping errors. We describe the algorithm and highlight its performances with two case studies, in Lebanon with Envisat satellite data and in Central Turkey with Sentinel-1 data. The first dataset is particularly affected by unwrapping errors because of long spatial (500 m) and temporal baseline interferograms (10 years) and decorrelation due, in particular, to vegetation. The second dataset contains unwrapping errors because of temporal changes in the scattering properties of the ground related to the presence of snow in winter and strong atmospheric effects linked to the vicinity of the Black Sea. For these two examples, the algorithm allows the correction of almost all unwrapping errors, without requiring visual inspection or manual deletions. We illustrate the efficiency of the algorithm on large datasets, such as with Sentinel-1 constellation, where triplets redundancy enhances performances. Finally, we illustrate the influence of our method on time series reconstruction.

3.1 Introduction

Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) is a geodetic technique developed in the 70's for geophysical applications and, originally, to construct topographic maps of the Earth (Graham, 1974; Zebker & Goldstein, 1986), Venus (Rogers & Ingalls, 1970) and the Moon (Zisk, 1972a,b; Margot et al., 2000). In the 90's, InSAR was then used for the study of surface displacements related to earthquakes (Massonnet et al., 1993; Zebker et al., 1994), inflation of volcanoes (Massonnet et al., 1995) or ice sheet motion (Goldstein et al., 1993). InSAR is based on the acquisition of successive SAR images over the same area and from close positions by a side looking radar onboard a plane or a satellite. The complex conjugate product of two SAR images is called an interferogram. The phase of an interferogram, hereafter called the interferometric phase, corresponds to the relative travel time difference of the electromagnetic wave between two SAR acquisitions. The interferometric phase depends on satellite orbits, topography, spatio-temporal variations in the refractive index of the atmosphere between two acquisitions, ground deformation along the

satellite line-of-sight (LOS) and various sources of noise, including Digital Elevation Model, orbits errors and instrumental noise. Measurements of deformation and ground velocity using InSAR have now reached a millimeter accuracy (Simons & Rosen, 2015; Elliott et al., 2016).

The main limitation of InSAR is interferometric coherence (Rosen et al., 1996). In an interferogram, each pixel phase value corresponds to the phase of the coherent sum of backscattered electromagnetic wave from scatterers on the ground within the pixel. If scattering properties change over time or if the geometry of acquisition is too different between each pass of the satellite, the phase change between two neighbouring pixels may exceed one phase cycle, hence the phase of these pixels might be random in space. Coherence is a measure of the spatial correlation of phase. A coherence of 1 indicates the phase is constant in the pixel neighbourhood. Over low coherence regions, it is impossible to relate the phase of a pixel with that of the neighbouring pixels, hence it becomes impossible to measure deformation.

Reconstructing continuous signals, including deformation, involves phase unwrapping, which consists in adding the appropriate multiple of 2π to the interferometric phase. Multiple unwrapping methods have been developed. Branch-cut algorithms consist in identifying consistent or inconsistent paths to integrate the phase signal (Goldstein et al., 1988; Prati et al., 1990; Lin et al., 1994; Hertzberg et al., 2018). Least-squares techniques, weighted or unweighted, minimize the mean deviation between the estimated (wrapped) and unknown (unwrapped) discrete derivatives of the phase (Ghiglia & Romero, 1994; Flynn, 1997; Costantini, 1998; Chen & Zebker, 2001), sometimes using external data such as GPS to constrain the unwrapping process (Agram & Zebker, 2010). Ultimately, Permanent Scatterers (PS) methods, based on the identification of pixels with stable backscattering properties in time, use the temporal information of multiple interferograms to unwrap the phase in time and space (Pepe & Lanari, 2006; Hooper & Zebker, 2007; Hussain et al., 2016).

Phase unwrapping is based on the hypothesis that the phase of two neighbouring pixels of an interferogram only differs by a fraction of π . This hypothesis is only valid in high coherence regions with a moderate fringe rate. When this assumption breaks down, unwrapping methods may fail, creating artificial offsets of multiples of 2π in the unwrapped phase. The size of the affected region may vary from a few pixels to a significant fraction of the image. In Earth science applications, almost all interferograms have large regions where phase decorrelates due to changes in scattering properties (e.g. vegetation, humidity, anthropic changes), high topographic gradients or high deformation areas and unwrapping becomes challenging (Simons et al., 2002; Zebker et al., 2007). Unwrapping errors bias estimations of surface deformation by introducing inconsistencies in the interferometric network in case of time series analysis. Unwrapping errors are sometimes manually detected and masked (e.g. Jolivet et al., 2012) and methods based on interferometric network

misclosure analysis (e.g. López-Quiroz et al., 2009) and time series analysis have been proposed (e.g. Hussain et al., 2016).

We propose an efficient algorithm, named CorPhU (CORrection of Phase Unwrapping errors), for the correction of unwrapping errors after phase unwrapping, based on the phase closure of interferogram triplets within an interferometric network. A proof of concept of this algorithm has been presented by Pinel-Puysségur et al. (2018) and we describe in details the formulation, implementation and performances of the algorithm in this paper. Phase unwrapping errors detected by the algorithm are automatically and iteratively corrected. In the first section, we describe the algorithm. In the second section, we focus on two case studies where decorrelation is high and could be a limiting factor, including data from the Envisat satellite over Lebanon and data from the Sentinel-1 constellation over Turkey. Finally, we discuss performances, limitations and possible improvements of our approach.

3.2 Method

By construction, the sum of three unwrapped interferograms forming a closed loop equals 0 (Jennison, 1958). For a triplet T of three SAR acquisitions k , l and m , the triplet phase closure Φ_T is :

$$\Phi_T = \phi_{kl} + \phi_{lm} - \phi_{km}, \quad (3.1)$$

where ϕ_{kl} , ϕ_{lm} and ϕ_{km} are the unwrapped phase of interferograms I_{kl} , I_{lm} and I_{km} computed from acquisitions k , l and m . By construction, phase closure Φ_T should be equal to 0, up to phase inconsistencies (De Zan et al., 2015). Phase closure inconsistencies exactly equal to a multiple of 2π correspond to phase unwrapping errors. Our algorithm detects and corrects such unwrapping errors within a stack of coregistered interferograms formed from SAR images (Figure 3.1). First, we identify all triplets in the interferogram network. Second, we compute the phase closure for each triplet following Equation 3.1 and identify groups of pixels with a non-zero phase closure corresponding to regions of unwrapping errors. Third, for each of these incorrectly unwrapped regions, we identify the interferogram incorrectly unwrapped among the three possible ones using the so-called “flux” or “mean closure” methods, described in Chap. 3.2.2 and 3.2.3 respectively. Once we have identified the interferogram incorrectly unwrapped, we correct the unwrapping error. We proceed iteratively through the network of triplets.

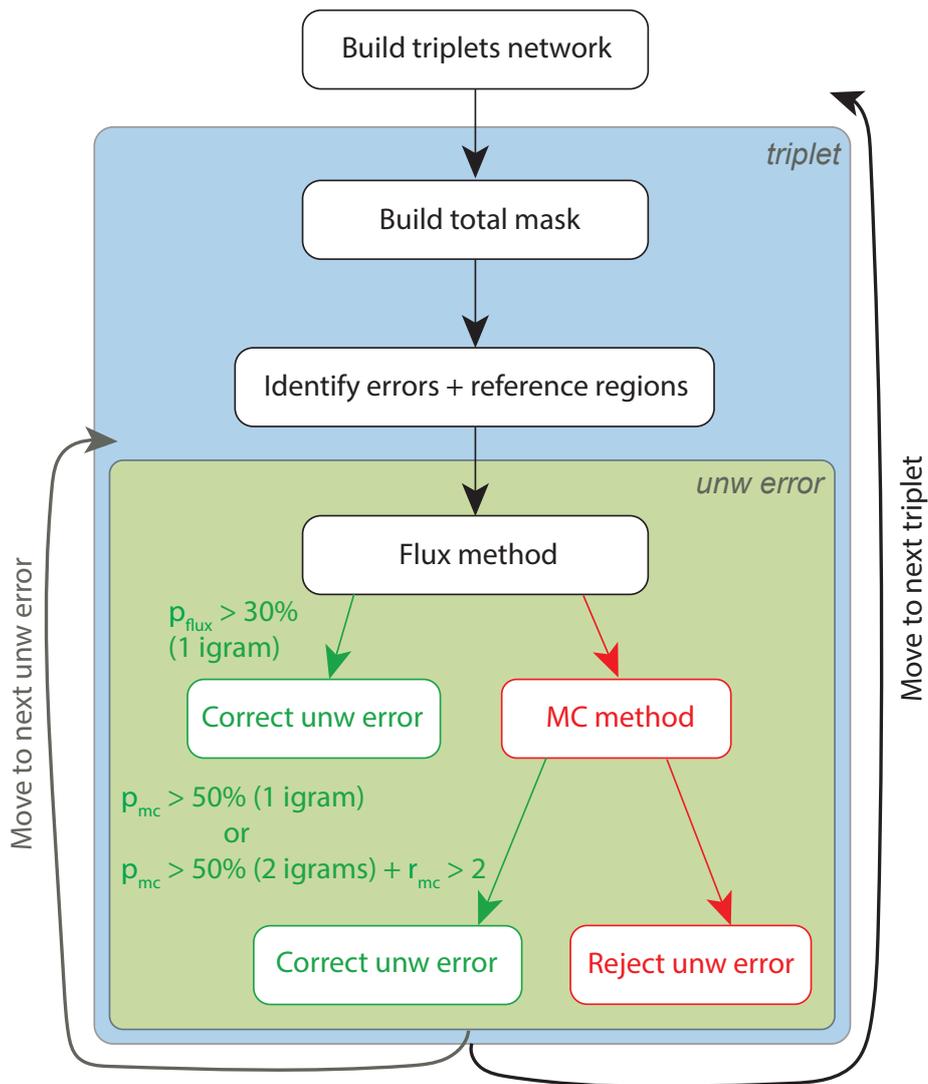


FIGURE 3.1 – Algorithm implementation. First, we build the network of triplets. We process then each triplet. We identify unwrapping errors and reference regions using triplet phase closure. We correct each unwrapping error using a two-steps detection, with the flux method or with the mean closure method, in case the flux method cannot determine which interferogram to correct.

TABLE 3.1 – Default values for the algorithm thresholds

Name	Value (default)
<i>minSize</i>	200
<i>pflux</i>	0.30
<i>pmc</i>	0.5
<i>rmc</i>	2

3.2.1 Automatic identification of unwrapping errors

For all available triplets, we start by building masks m_{kl} , m_{lm} and m_{km} associated to interferograms I_{kl} , I_{lm} and I_{km} , based on the coherence map. Pixels with a coherence lower than 0.8 are masked out. If none of the three individual masks is empty, we construct the total mask of the triplet m_T^{tot} as the intersection of masks m_{kl} , m_{lm} and m_{km} . We then compute triplet closure on unwrapped interferograms using Equation 3.1. We distinguish two sources of misclosure in unwrapped interferograms. The first one is unwrapping errors and is specific to unwrapped interferograms. The second one arises from interferogram multilooking prior to unwrapping. Indeed, multilooking is a non-coherent summation of different pixels, leading to small phase inconsistencies in the wrapped interferograms and thus to non-zero closure (De Zan et al., 2015). We therefore calculate the closure of wrapped interferograms, defined as :

$$\Phi_T^w = (\phi_{I_{kl}}^w + \phi_{I_{lm}}^w - \phi_{I_{km}}^w)[2\pi], \quad (3.2)$$

where ϕ_{kl}^w , ϕ_{lm}^w and ϕ_{km}^w are the phase of wrapped interferograms computed from acquisitions k , l and m and modulo $[2\pi]$ indicates phase signals are within the interval $[0; 2\pi]$. We subtract closure of wrapped interferograms Φ_T^w from closure Φ_T computed on unwrapped interferograms in order to remove misclosures related to phase consistency loss in multilooking (Eq. 3.3, Figure 3.2). The total triplet closure Φ_T^{tot} hence writes :

$$\Phi_T^{tot} = (\Phi_T - \Phi_T^w)m_T^{tot}. \quad (3.3)$$

We then round the total triplet closure Φ_T^{tot} modulo 2π to estimate how many multiples of 2π should be corrected. We consider non-zero values as unwrapping errors and group them into regions using structuring elements (Figure 3.3b; Verveer, 2003). Remaining zero-values (i.e. pixel has been correctly unwrapped) are grouped into regions, considered as reference for the flux method described in the next section. Phase unwrapping errors generally arise in noisy or high fringe rate areas on interferograms. The error spreads from this area, forming a connected region on which phase has been locally correctly unwrapped but is inconsistent with neighbouring regions. We then associate each unwrapping error region to the largest reference region in the vicinity. For each unwrapping error, we determine which interferogram of the triplet has been incorrectly unwrapped using a two-steps detection of unwrapping

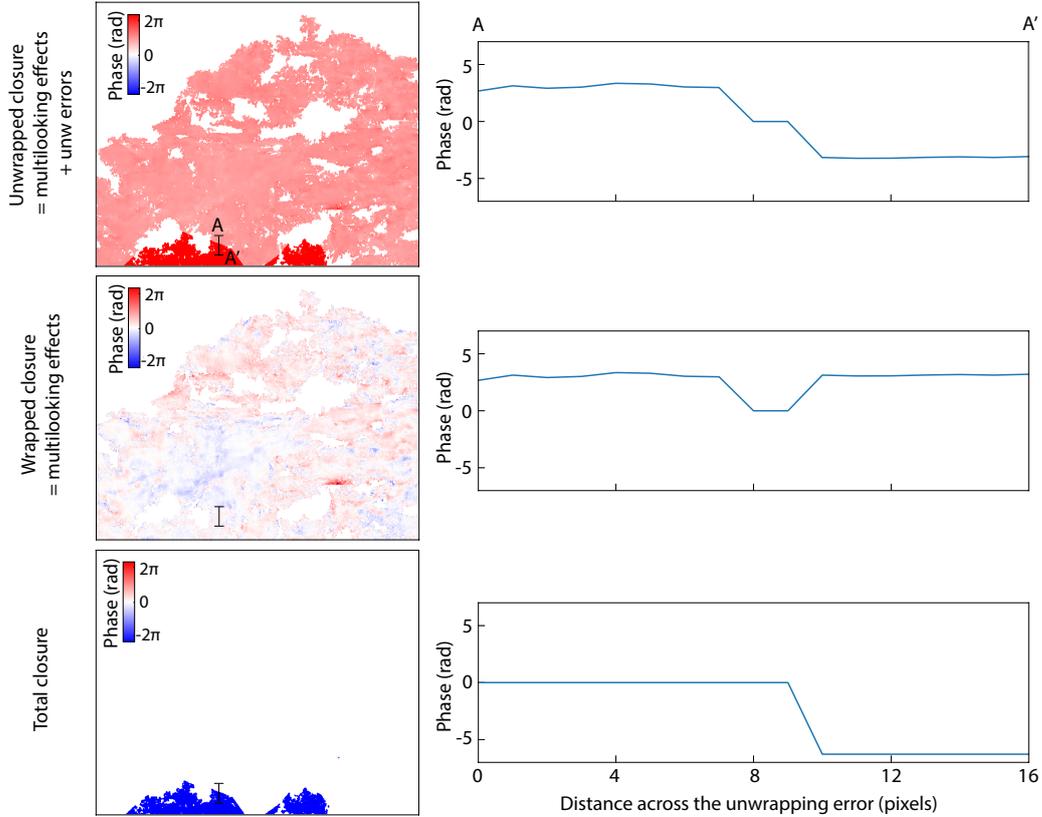


FIGURE 3.2 – Closure maps (left) and profiles across an unwrapping error (right). Top) Closure from unwrapped interferograms. Center) Closure from wrapped interferograms. Non zero closure is due to multilooking. Bottom) Total closure computed by removing misclosures due to multilooking effects.

error.

3.2.2 Step 1 : flux method selection

This method identifies which interferogram of a triplet shows an abnormal phase offset, called “flux”, between an unwrapping error and its associated reference region. To compute this flux, we need to both erode and dilate the incorrectly unwrapped region to respectively isolate pixels within the unwrapping error from outside adjacent pixels, which are within a reference region (i.e. phase closure equals to zero). As explained in details in [Pinel-Puysségur et al. \(2018\)](#), we first fill up masked pixels within the error region (Figs 3.3b and c; [Verveer, 2003](#)) and we erode and dilate using a structuring element, here chosen as a square of 2x2 pixels ([Matheron, 1967](#)). The difference between the dilated and the original regions determines the outer border of the unwrapping error. Similarly, the difference between the eroded and the original regions determines the inner border of the unwrapping error (Figure

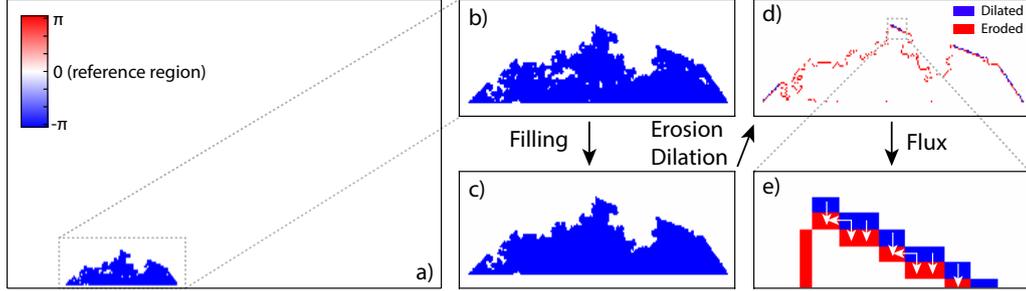


FIGURE 3.3 – Steps to identify and correct an unwrapping error by the so-called flux method. a) Total phase closure of the triplet. b-c) Masked pixels within the unwrapping error zone are filled by erosion and dilation tool. d) Erosion and dilation of the unwrapping error zone to identify inner (red) and outer (blue) border. e) Computation of flux vectors between outer and inner pixels of the unwrapping error.

3.3d). The size of the structuring element used for erosion and dilatation has been empirically chosen for the borders to be thin enough to compute the flux between neighbouring pixels but wide enough to ensure a sufficient number of flux measurements. We then discard pixels of the inner border that do not have any neighbour in the outer border, for example when they are on the image border, close to a masked region or far from the reference region. We calculate flux vectors along this boundary by differencing the phase of an inner pixel with the phase of the neighbouring outer pixel (Figure 3.3e). We define p_{flux} as the minimum proportion of flux vectors to correct an interferogram. In our case, p_{flux} is set to 30%. This choice is empirical and based on a user decision. In our two case studies, if p_{flux} is too small (i.e. we have very few flux vectors), the algorithm identifies as errors regions that are correctly unwrapped. We estimate for each interferogram the proportion of flux vectors equal to a multiple of 2π . If only one interferogram has more than p_{flux} of its flux vectors equal to a multiple of 2π , this interferogram is marked as incorrectly unwrapped and the error is corrected. If two or three interferograms have a proportion greater than p_{flux} , we cannot discriminate which interferogram is to be corrected.

3.2.3 Step 2 : mean closure method selection

If the flux method fails in a triplet, we try to identify the interferogram incorrectly unwrapped by computing the mean closure of the three interferograms for all their triplets. We consider interferogram I_{kl} that belongs to $N_{I_{kl}}$ triplets, $T_1(I_{kl})$ to $T_{N_{I_{kl}}}(I_{kl})$. The mean closure of interferogram I_{kl} , noted $\Phi_{I_{kl}}^{mean}$, is defined as the sum of the phase closure Φ_n on its $N_{I_{kl}}$ triplets, normalized by the number of triplets $N_{I_{kl}}$:

$$\Phi_{I_{kl}}^{mean} = \frac{\sum_{n=1}^{N_{I_{kl}}} \Phi_n}{N_{I_{kl}}} M_{I_{kl}}, \quad (3.4)$$

where $M_{I_{kl}}$ is the intersection of all masks associated to each triplet. We define p_{mc} as the minimum proportion of pixels equal to a multiple of 2π to correct an interferogram. In our case, p_{mc} is set to 50% in order to increase the reliability of corrections. Thus we do not correct an unwrapping error if we are not sure on which interferogram the error is. We compute the proportion of pixels in the unwrapping error zone that are equal to a multiple of 2π for the three interferograms of the triplet. If one interferogram has more than p_{mc} pixels equal to a multiple of 2π in the unwrapping error region, this one is marked as incorrectly unwrapped and the error is corrected. If two interferograms fulfill this condition and if the ratio between the two proportions is greater than r_{mc} (by default 2), the interferogram of highest proportion is corrected. Otherwise, we cannot discriminate which interferogram to correct. As the error may be corrected in another triplet, the algorithm then processes the following triplet.

We have developed an algorithm which detects phase misclosures on a triplet of three interferograms and corrects the interferogram incorrectly unwrapped with a two-steps selection method. We can run the algorithm multiple times until no unwrapping corrections are needed. Several parameters such as the size of the structuring element used for dilation and erosion and threshold values may influence the performances of the algorithm. Users have to determine which set of parameters will provide good unwrapping error corrections for each dataset.

3.3 Case studies

We experiment our algorithm on two sets of SAR acquisitions. First, we process the archive of SAR acquisitions from the Envisat C-Band satellite over Lebanon. There, unwrapping errors arise because of low phase coherence due to interferograms with long perpendicular baselines (max. perpendicular baseline : 500 m ; max. temporal baseline : 10 years) and to the presence of vegetation. Second, we process SAR acquisitions from the constellation of Sentinel-1 C-Band satellites over Central Turkey. This constellation offers a much shorter revisit time and a larger coverage compared to products from Envisat (revisit time of 6 days, 300 km wide). Manual corrections of unwrapping errors cannot be performed because of the untractable size of the resulting dataset. The two case studies below differ by satellites, processing tools and applications.

3.3.1 Application to Envisat dataset in Lebanon

The Levant fault system is a complex active fault system of 1200 kilometers-long, where large earthquakes of magnitude up to 7.5 occurred (e.g. [Elias et al.](#),

2007). This major continental fault bounds the Arabian and African plates. We use the Envisat satellite archive to measure the interseismic displacement field across this fault system and test our algorithm.

We process data from Envisat ASAR track 78 with NSBAS (Doin et al., 2011), a processing chain based on the Repeat Orbit Interferometry PACKage (ROI_PAC) (Rosen et al., 2004). We coregister SLCs to a master image taking into account local topography (Guillaso et al., 2008). We use DORIS orbits from the European Space Agency (ESA) and SRTM Digital Elevation Model (DEM) (Farr et al., 2007) to compute the orbital and topographic phase contributions. We multilook wrapped interferograms by a factor of 4 in range and 20 in azimuth. We use MuLSAR (Multi-Link Interferograms) in order to increase the signal-to-noise ratio of interferograms (Pinel-Puysségur et al., 2012). We then correct wrapped interferograms from stratified tropospheric delays estimated from the ERA-Interim global atmospheric reanalysis from ECMWF (Doin et al., 2009; Jolivet et al., 2011). We evaluate and compensate DEM errors by estimating the bias induced by perpendicular baselines (Ducret et al., 2014). Finally, we filter interferograms using a Goldstein filter (Goldstein & Werner, 1998), multilook by an additional factor of 4 (16 looks in range, 80 looks in azimuth) and unwrap them using the branch-cut method (Goldstein et al., 1988). Our final dataset is made of 165 unwrapped interferograms.

Our algorithm identifies 282 triplets, among which 186 are corrected. We illustrate automatic corrections with a long temporal baseline interferogram, spanning 4 years, where three corrections are performed (Figure 3.4). The first error (number 1 in Figure 3.4) is clearly well corrected. The two other errors (number 2 and 3 in Figure 3.4) are more challenging due to the effect of filtering on high fringe rate areas. In both cases, a sharp fringe, partially visible on the interferogram before filtering (arrows in Figure 3.4d and f), disappears through filtering (arrows in Figure 3.4e and g) hence leading to discontinuities in the unwrapped interferograms (red circles in Figure 3.4b). After correction, the algorithm restores continuity where a 2π phase offset was inconsistently introduced by the unwrapping procedure (red circles in Figure 3.4c) and discontinuity in high fringe rate areas (arrows in Figure 3.4c).

3.3.2 Application to Sentinel-1 dataset in Central Turkey

The North Anatolian Fault is an active right-lateral strike-slip fault which accommodates the rotation of Anatolia with respect to Eurasia. During the 19th century, we observed a westward propagation of large earthquakes ($\sim M_w$ 7.0) along this 1200 kilometers-long fault (Stein et al., 1997). The last earthquake is the Izmit event M_w 7.5 in 1999, east of the Sea of Marmara (e.g. Reilinger et al., 2000).

We process data from Sentinel-1 track 87 with the InSAR Scientific Computing Environment (ISCE) software (Gurrola et al., 2010). We define the acquisition of

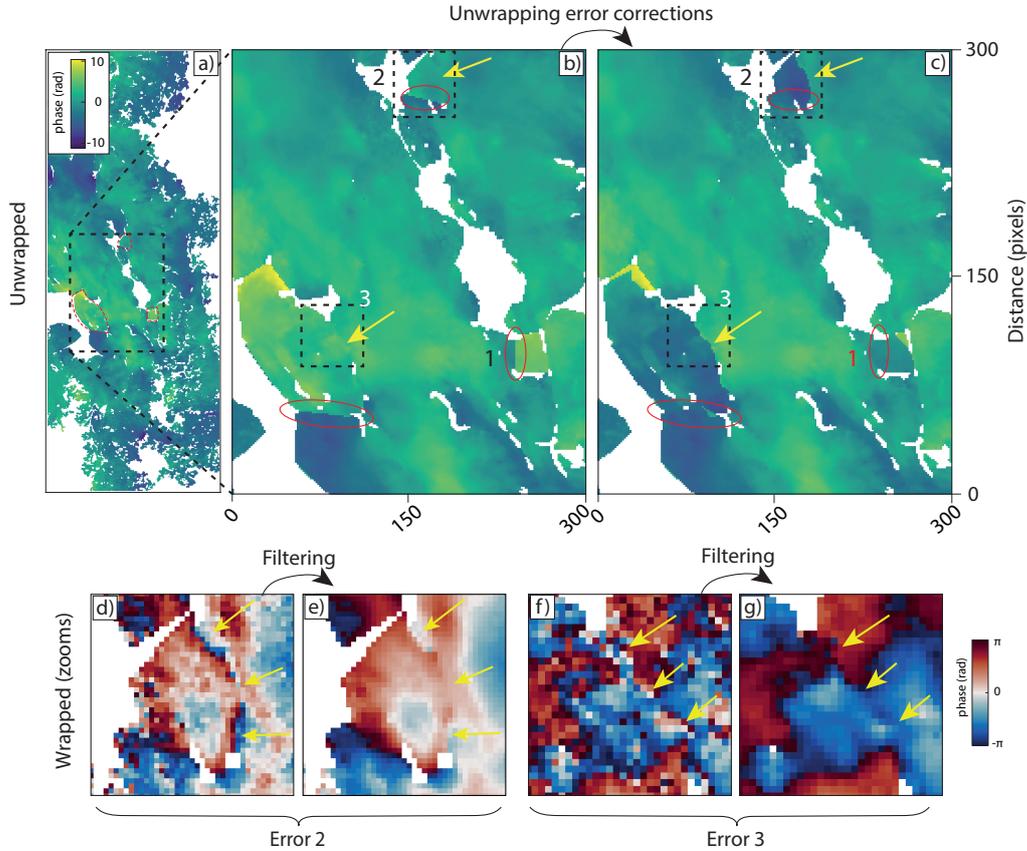


FIGURE 3.4 – Results for Envisat dataset in Lebanon. a) Example of an interferogram spanning 2004/08/01 - 2008/07/06 which contains unwrapping errors (red circles). b) and c) Zooms of not corrected and corrected unwrapped interferograms. Error 1 is well corrected by the algorithm. Errors 2 and 3 are challenging areas, where the high fringe gradient, visible on wrapped interferograms, disappears by filtering before unwrapping (arrows in b). The algorithm restores the correct positions of offsets (arrows in c). d), e), f) and g) Zooms of unwrapping errors 2 and 3 on wrapped interferograms, before and after filtering. Filtering erases fringes in high fringe rate regions (arrows).

July, 9th 2017 as the master Single Look Complex (SLC) and coregister slave SLCs to this master image. Coregistration is enhanced using the spectral diversity of burst overlaps refined within the network of interferograms (Fattahi et al., 2017). We generate interferograms, accounting for digital elevation model (SRTM Version 3.0; Farr et al., 2007) and orbital contributions, and merge tiles for each of them using bursts and swaths overlaps. We multilook merged interferograms with factors of respectively 81 and 27 in azimuth and range directions for a final pixel size of 540 x 420 meters, in range and azimuth respectively. We correct the phase from tropospheric signals using ERA-5, the latest global atmospheric reanalysis from ECMWF (Hersbach & Dee, 2016). Finally, we filter (Goldstein & Werner, 1998) and unwrap interferograms using the branch-cut method (Goldstein et al., 1988). Before building the triplet network, we discard low coherence interferograms which

cannot be sufficiently unwrapped (less than 20% of the area). Our final dataset is made of 686 coregistered and unwrapped interferograms.

Our algorithm identifies 5645 triplets, among which 986 triplets are corrected eventually (Figure 3.5a). We calculate the percentage of corrected pixels per interferogram by summing the number of pixels detected as unwrapping errors and corrected by the algorithm in all triplets of the interferogram. We see that most of the interferograms are totally corrected from unwrapping errors during a first pass of the algorithm (Figure 3.5b). We illustrate automatic corrections with two examples of corrected interferograms, one with a large unwrapping error of 10388 pixels (4% of the interferogram, Figure 3.5c) and another with two unwrapping errors localized in different places (Figure 3.5d). In both cases, 99% of the unwrapping error is automatically detected and corrected by the algorithm. Uncorrected pixels are located in the masked region of the triplet. The second example shows that the algorithm can perform multiple corrections in a single interferogram (Figure 3.5d). In this case, it detects two unwrapping errors in the same interferogram and corrects them in the same triplet.

3.3.3 Performances of the algorithm and time series analysis

One potential application of SAR interferometry is to perform time series analysis and estimate ground velocity over a given region from a stack of interferograms. We illustrate the effect of automatic corrections of unwrapping errors on the estimation of ground velocity and the associated error decrease on ground surface deformation measurement.

We perform two time series analysis on the Sentinel-1 dataset (Section 3.2) : the first one is applied to the original stack of interferograms not corrected from unwrapping errors, the second one is applied to the interferograms corrected by the proposed approach. We invert the phase temporal evolution for both datasets identically using the small baseline NSBAS approach (Doin et al., 2011) implemented in the Generic InSAR Analysis Toolbox (GIAnt, Agram et al., 2012). In this method, we consider each pixel independently to recover the phase change with time (López-Quiroz et al., 2009; Doin et al., 2011; Jolivet et al., 2012). In addition to phase reconstruction, NSBAS includes a time dependent model of the phase to predict the phase evolution with time when interferometric links are missing between two disconnected subsets of interferograms.

For each time series analysis, we first remove interferograms that have less than 35% unwrapped pixels, hence reducing the dataset to 627 interferograms. We then multilook interferograms by a factor of 2 in order to reduce noise on the interferograms (due to the presence of vegetation and snow) and spatially reference them by choosing a region where the phase is set to be equal in all interferograms. We

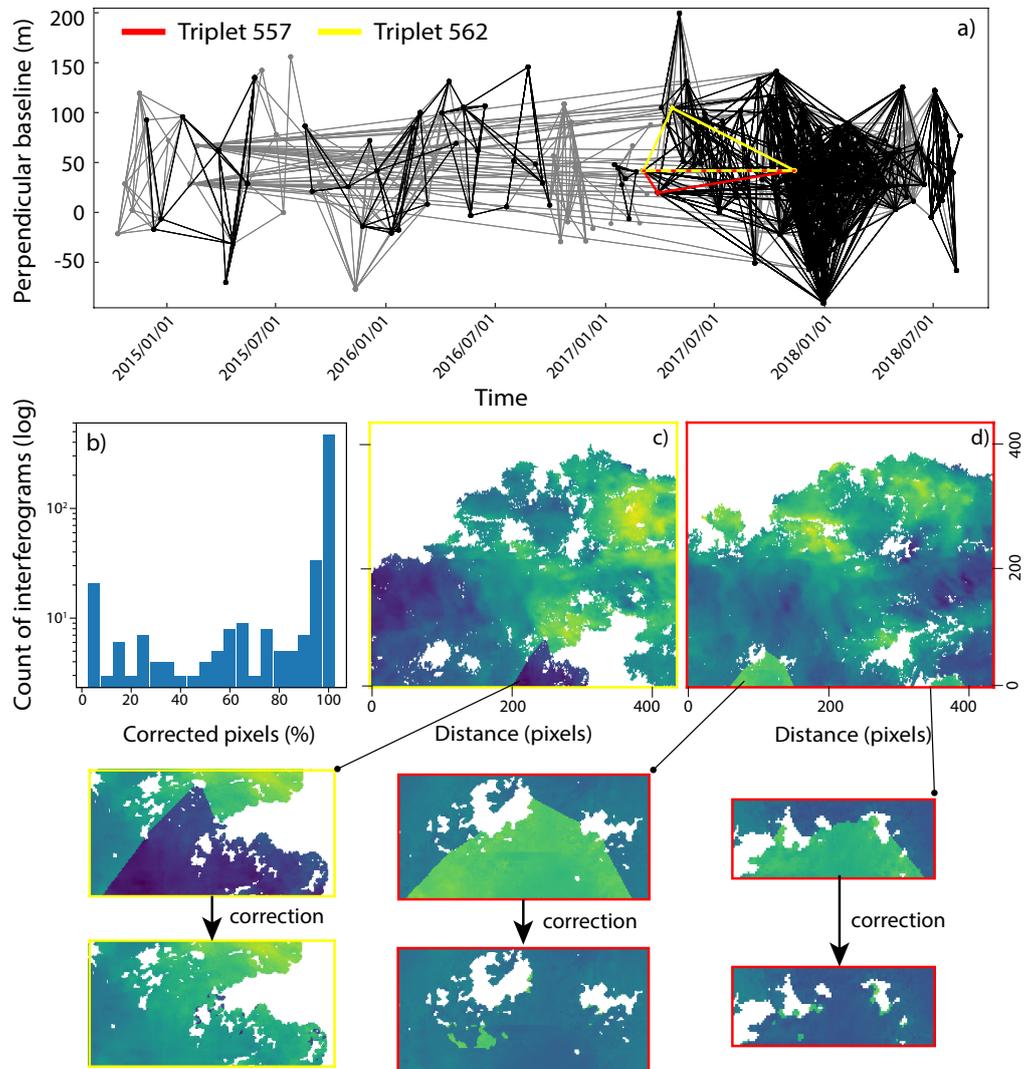


FIGURE 3.5 – Results for Sentinel-1 dataset in Turkey. a) Perpendicular baseline plot with corrected triplets in black. Dots are SAR acquisitions and lines are interferograms. b) Histogram of the number of interferograms corrected as a function of percentage of corrected pixels. c) and d) Examples of corrections spanning 2017/04/22 - 2017/11/12 and 2017/03/05 - 2017/11/12, respectively.

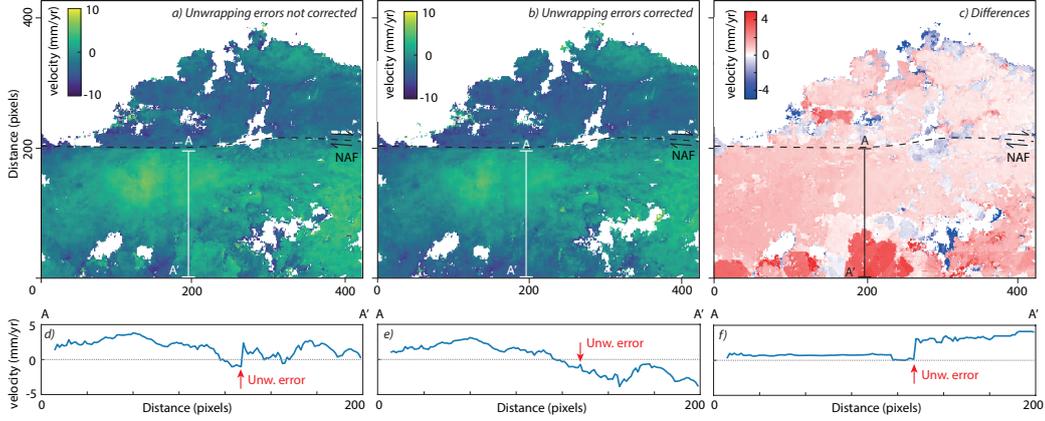


FIGURE 3.6 – Influence of unwrapping error corrections on time series analysis. a) Velocity map calculated from a stack of interferograms not corrected from unwrapping errors and b) from a stack of interferograms corrected from unwrapping errors. c) Differences between a and b. d) e) and f) Profiles across a, b and c, respectively.

correct orbital biases in interferograms by estimating a linear ramp. Terms of the ramp are refined accounting for the interferometric network (Lin et al., 2010; Jolivet et al., 2012). We then perform a least squares inversion of phase delays of each pixel to solve for the total phase delay of each date relative to the first date and for a parametric evolution of phase change across the whole acquisition period. The parametric evolution of surface deformation is a combination of a linear term and a seasonal-annual function.

We obtain two velocity maps over Central Turkey (Figure 3.6a and b). If we do not correct interferograms from unwrapping errors before the inversion, surface velocity is strongly affected by unwrapping errors (Figure 3.6a, b, d and e). In particular, several suspicious discontinuities visible on the first velocity map (Fig 6a and 6d) are not detected on the second one (Fig 6b and 6e). Errors in velocity can reach up to 4 mm/yr in large regions (Figure 3.6c), corresponding in our case to 20% of the expected tectonic displacement in the area. We can also identify small differences of 1 mm/yr (Figure 3.6c and f), due to a difference in referencing between the two velocity maps. If we choose a reference region within an unwrapping error, the inversion will differ hence the resulting velocity maps will be different. Unwrapping errors have also a large signature on Root Mean Square (RMS) error maps. The RMS is defined as :

$$\Phi_{RMS} = \frac{1}{N} \left[\sum_N \left(\phi_{ij} - \sum_{k=i}^{j-1} m_k \right)^2 \right]^{1/2}, \quad (3.5)$$

where ϕ_{ij} is the measured phase between acquisitions i and j and $\sum_{k=i}^{j-1} m_k$ is the re-

constructed phase between the same acquisitions (Figure 3.7; *Cavalié et al., 2007*). If

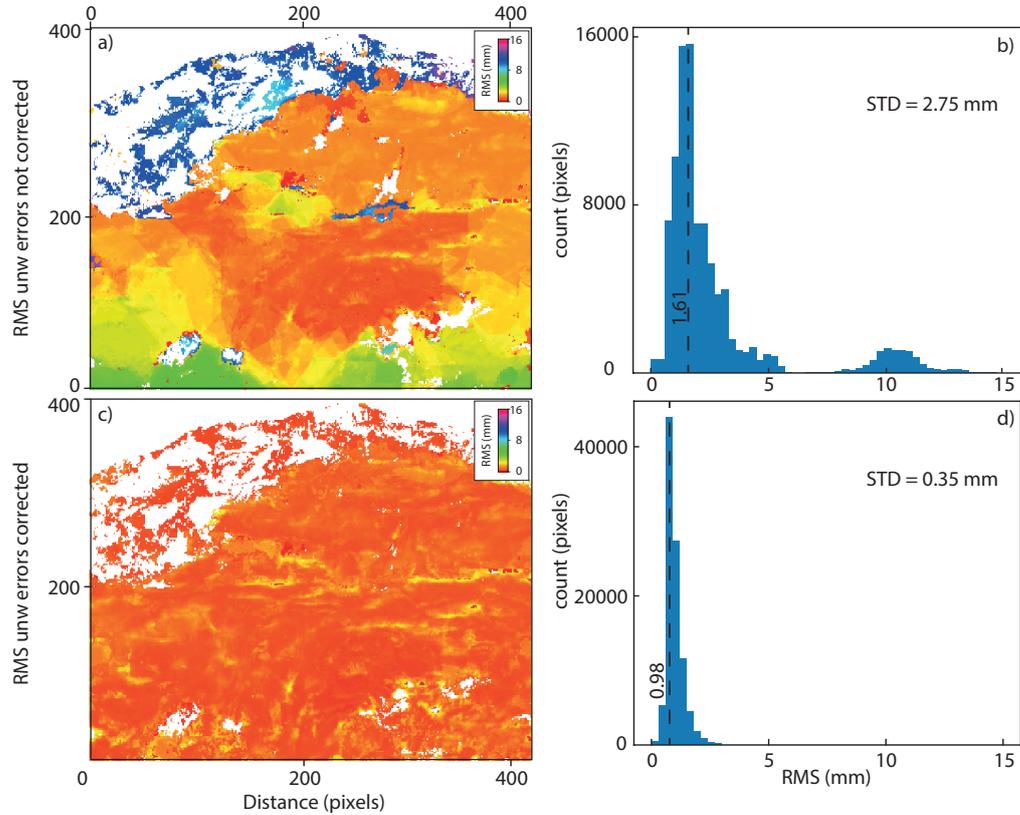


FIGURE 3.7 – Influence of unwrapping errors on root mean square (RMS) maps. a) and c) RMS maps where unwrapping errors are not corrected and corrected, respectively. Unwrapping errors have a large contribution on the estimation of RMS. b) and d) Histograms of RMS maps a and c, respectively.

we do not correct interferograms from unwrapping errors before the inversion, RMS errors reach 12 mm (Figure 3.7a), compared to few millimeters if unwrapping errors are corrected with the proposed approach (Figure 3.7c). Average RMS is of 1.61 mm without corrections and 0.98 mm with corrections. In the case where unwrapping errors are not corrected, deviation in RMS is much larger than when errors are corrected, with extreme values of 8 to 14 mm (Figure 3.7b). We expect this result, as the algorithm is designed to reduce misclosure of the network. As pixels with a high RMS value after time series analysis cannot be trusted for further interpretation, our approach allows to extend the area over which we can interpret the LOS displacement signal. Therefore, correcting unwrapping errors allows to expand the zone over which we confidently measure ground velocity, in the present case by 20% with a RMS threshold of 3 mm.

To conclude, as unwrapping errors may lead to centimetric errors in the measured velocity, the proposed approach is very helpful as it significantly decreases the RMS error associated with time series analyses.

3.4 Limits and development

We illustrate with two case studies the efficiency of our algorithm to automatically detect and correct unwrapping errors on a network of interferograms. As the algorithm is based on triplet information, the more interferograms are constructed, the larger the network of triplets is built, hence the higher the probability to correct recurrent unwrapping errors. The algorithm is particularly powerful for large datasets such as from Sentinel-1, where the revisit time is 6 days hence allowing to construct large networks.

Despite the efficiency of our algorithm, there are some limitations. Processing time is one of the main constraints and depends on the size of the dataset. For example, the algorithm takes about six hours to process the Turkey dataset, which corresponds to 5645 triplets, using 24 threads on a classic desktop machine. One way to increase the speed of processing is to take more benefits from triplet information considering the first iteration. The goal is to determine which interferograms to correct first so that it helps for the correction of other interferograms, hence reducing processing time. For instance, triplets with small-baseline interferograms should be corrected in priority as they are supposed to be less affected by decorrelation and therefore less affected by unwrapping errors. Long-baseline interferograms should be corrected afterwards, using triplets where small-baseline interferograms have been corrected. Another improvement would be to parallelize some of the steps of the algorithm, for instance to deal with independent triplets in parallel.

3.5 Conclusion

We developed an algorithm called CorPhU, using phase closure of triplets of interferograms to correct unwrapping errors left after phase unwrapping. We assess its efficiency on two datasets in Lebanon and Turkey, respectively with Envisat and Sentinel-1 satellites.

The algorithm follows phase unwrapping techniques such as branch-cut or least-square methods. It helps to preserve regions of interferograms where the phase is polluted by unwrapping errors, without requiring visual interferogram inspection or manual deletions of unwrapping errors.

As the contribution of unwrapping errors to velocity maps may reach up to 1 cm/yr and as they lead to RMS errors up to 1 cm, it is critical to correct these errors for interseismic strain measurements in active tectonic environments, where deformation rates are typically on the order of millimeters per year. Our automatic method, designed for dense networks of interferograms, fits well into existing lines of research, where we increasingly face *Big Data* related challenges, which must be

converted from a highway to hell to a stairway to heaven.

Étude du comportement asismique du segment central de la faille Nord Anatolienne

Sommaire

4.1 Introduction	124
4.2 Mean velocity fields	129
4.3 Lateral variations of aseismic slip	132
4.4 Temporal evolution of aseismic slip	140
4.5 Detection of slow slip events	141
4.6 Discussion	145

Résumé

La faille Nord Anatolienne est une faille intracontinentale majeure, qui traverse le nord de la Turquie d'ouest en est sur plus de 1000 km de long. Cette faille engendre un mouvement décrochant dextre afin d'accomoder la rotation anti-horaire de la plaque Anatolienne, dans un référentiel où la plaque Eurasienne est fixe, avec un taux de glissement moyen estimé à 24 ± 2 mm/an. Cette faille est l'une des plus actives au monde, et est particulièrement connue en raison des multiples ruptures ayant eut lieu entre 1939 et 1999, comptabilisant au total au moins 8 séismes de magnitude $M > 7$, qui ont rompu ~ 900 km de la faille Nord Anatolienne. Même si cette faille glisse de manière sismique, générant des séismes majeurs dévastateurs, elle exhibe également un comportement asismique au niveau de deux segments, l'un localisé à l'ouest, vers la ville d'Izmit, et le second au centre de la Turquie, vers la ville d'Ismetpasa. Si ce glissement superficiel (premiers kilomètres de la croûte supérieure) a d'abord été supposé constant au cours du temps, notre étude réfute cette théorie et démontre, grâce à des données InSAR à haute résolution, que le glissement asismique associé au segment central de la faille s'opère grâce à une succession d'évènements de glissement lent.

Nous calculons dans un premier temps les champs de vitesse moyenne à l'aide de données issues des satellites ALOS (2007-2011) et Sentinel-1 (2014-2018), permettant ainsi de localiser l'extension, ici chiffrée à ~ 100 km, du segment asismique le long de la faille. Nous émettons l'hypothèse que ce segment de faille dispose d'un caractère asismique en raison de la présence de roches faiblement frictionnelles (permettant un glissement stable sans occasionner de ruptures sismiques), ici des roches calcaires datées de la période Crétacé-Jurassique. Puis nous montrons que cette vitesse moyenne semble diminuer au cours du temps, passant ainsi de 2 cm/an pour la période couverte par ALOS, à moins de 1 cm/an pour celle couverte par Sentinel-1. Nous terminons ce chapitre en démontrant, à l'aide des données haute résolution des satellites Sentinel-1 (1 image tous les 6 jours), que la vitesse moyenne calculée est en réalité la somme d'une succession d'événements transitoires (ici au moins trois événements), qui ont lieu en moyenne tous les 1 an à 1 an et demi, et où le glissement s'opère pendant $\sim 6-12$ mois, occasionnant des déplacements de l'ordre de ~ 4 à 6 mm. Ainsi, la différence de vitesse moyenne observée entre ALOS et Sentinel-1 pourrait s'expliquer par un moyennage d'un nombre d'événements transitoires plus important et/ou des déplacements plus importants pour la période de temps couverte par le satellite ALOS.

4.1 Introduction

The North Anatolian fault is a major intracontinental strike-slip fault, which cuts across northern Turkey from west to east over more than 1000 km (Figure 4.1). This right-lateral fault accommodates the anticlockwise rotation of the Anatolian plate with respect to Eurasia, with an average slip rate of 24 ± 2 mm/yr (Barka & Reilinger, 1997; Reilinger et al., 1997; McClusky et al., 2000; Reilinger et al., 2006). This fault is one of the most seismically active on Earth, and is particularly known for the multiple ruptures that occurred between 1939 and 1999 (e.g. Ambraseys, 1970; Barka, 1996; Stein et al., 1997; Barka et al., 2002; Cakir et al., 2003). Indeed, a sequence of at least eight $M > 7$ earthquakes ruptured ~ 900 km of the North Anatolian fault, with a westward migration that started near the Karliova triple junction in the east and reached the Sea of Marmara in the west (Figure 4.1).

Although the North Anatolian fault slips seismically, generating large and devastating earthquakes, it also slips aseismically in some segments. First, in the western part of the fault, near Izmit (Aslan et al., 2019), and second, in its central segment, near Ismetpasa, here our case study (Ambraseys, 1970; Altay & Sav, 1991; Cakir et al., 2005; Kutoglu et al., 2008; Kaneko et al., 2013; Cetin et al., 2014; Bilham et al., 2016; Rousset et al., 2016), both exhibiting shallow aseismic slip in the uppermost few kilometers of the upper crust (Figure 4.2a).

First evidences of aseismic slip were revealed by field trip observations of the slow

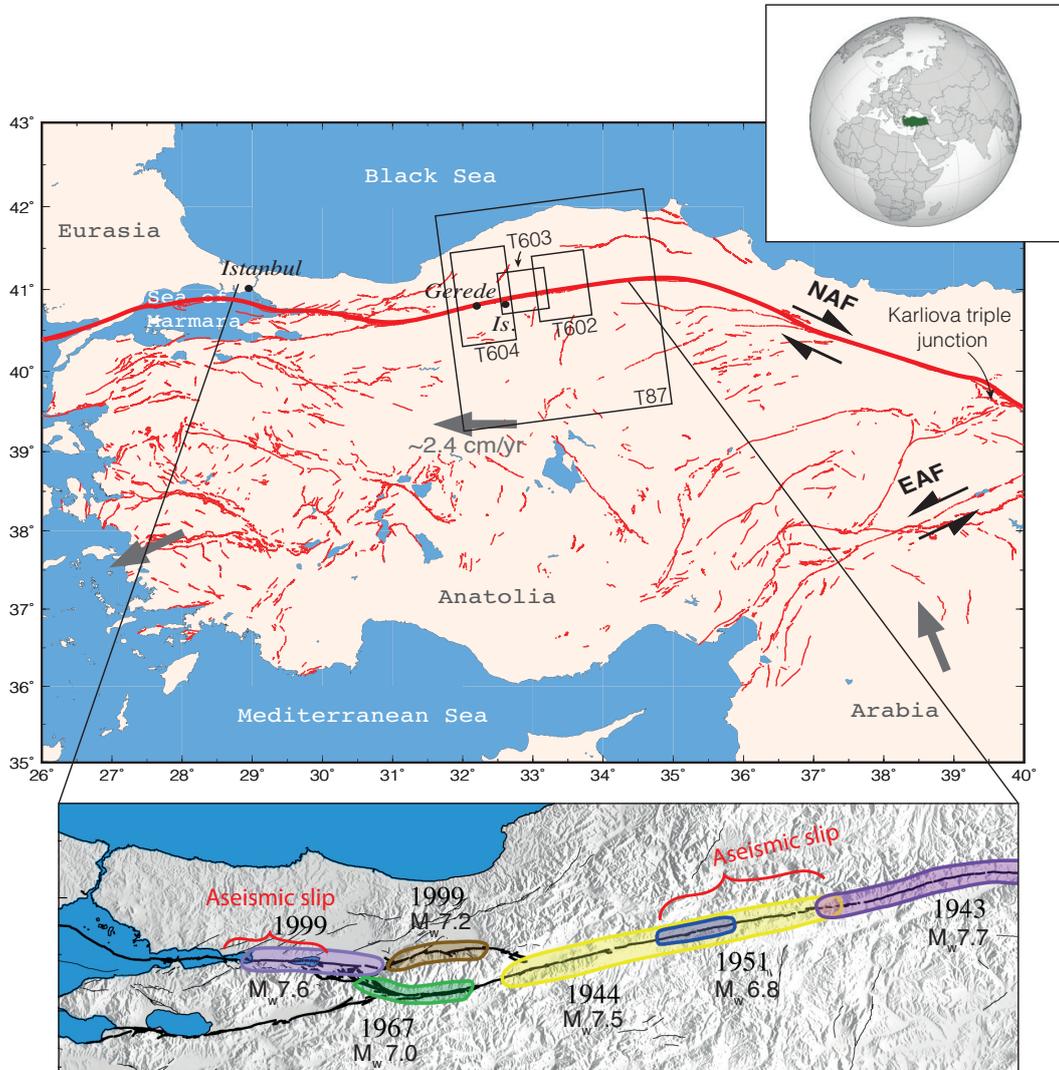


FIGURE 4.1 – a) Tectonic map of Turkey with mean GPS velocity (grey arrows) in a Eurasia fixed reference frame (Reilinger et al., 2006). The red lines show minor and major faults, the rectangles are the ALOS and Sentinel-1 image frames with track numbers used in this study. b) Recent rupture segments of large earthquakes that occurred in the 1990s, with the spatial extent of the Isetpasa aseismic slip segment (Ambraseys, 1970; Barka, 1996; Stein et al., 1997; Barka et al., 2002; Cakir et al., 2003).

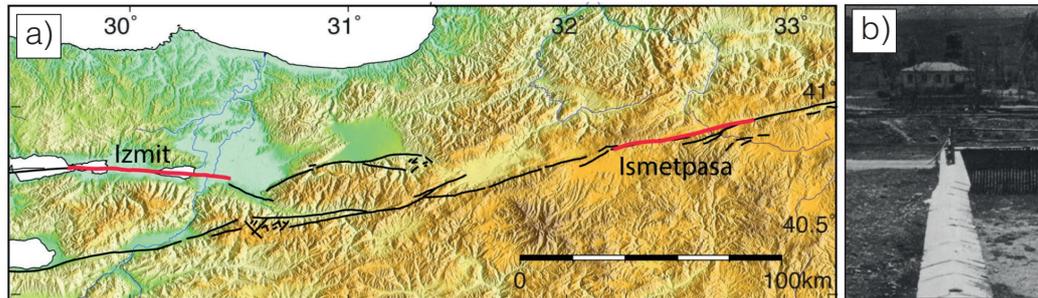


FIGURE 4.2 – a) Shaded digital elevation model (DEM) over the North Anatolian fault, in northwestern Turkey, where the red lines indicate the Izmit and Ismetpasa aseismic segments of the fault (Aslan, 2019). b) View of the wall displacement at the train station of Ismetpasa (Ambraseys, 1970).

offset of a wall near the train station of Ismetpasa, a small city of central Turkey. During the period 1957-1969, Ambraseys (1970) reported, by quantifying the offset from photographs, that the wall moved about 24 cm between the completion of its construction and the date of the field trip, thus indicating a local aseismic slip rate of 2 cm/yr (Figure 4.2b). These measurements support the first observations of aseismic slip phenomenon on the San Andreas fault, where Steinbrugge (1960) deduced a local aseismic slip rate of 1.3 cm/yr from the slow offset of the walls of a warehouse at the Taylor winery, in central California. Thirteen years later, a creep meter was installed near the wall of the train station of Ismetpasa, recording an aseismic slip rate of 7.4-7.7 mm/yr between 1982 and 1990 (Altay & Sav, 1991, Figure 4.3a). Moreover, the cumulative surface displacement measured every year by the creep meter suggests that aseismic slip is not constant in time (Figure 4.3b). However, no quantitative analysis has been proposed for this step-like behavior and only the average velocity was retained for further analysis (Kaneko et al., 2013; Cetin et al., 2014). In addition, a creep meter provides only a local measurement of fault slip and does not allow to investigate the extent of aseismic slip, whether transient or persistent.

Recent developments of geodetic techniques, such as GPS, InSAR and LIDAR¹, confirmed an aseismic slip rate of 6-11 mm/yr and allowed to characterize its location and extent along the fault (e.g. Cakir et al., 2005; Kaneko et al., 2013; Cetin et al., 2014; Bilham et al., 2016; Rousset et al., 2016), where creep meter data only provide a local - and under or overestimated- measurement of slip (Bilham et al., 2016). In addition, thanks to the short repeat time acquisitions of the COSMO-SkyMed constellation, Rousset et al. (2016) captured a spontaneous burst of aseismic slip, where the fault slips of 2 cm during 1 month, between the surface and 4 km depth. In a region where no high seismicity is recorded, the discovery of this M_w 5.2 slow slip event suggested a reassessment of the seismic behavior of the fault is required.

1. Light Detection and Ranging

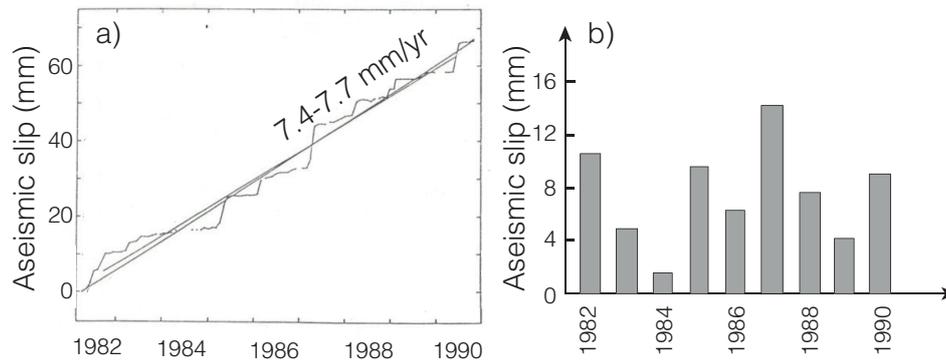


FIGURE 4.3 – a) Measurements of aseismic slip during the period 1982-1990, recorded by the creep meter installed near the wall of the train station of Ismetpasa. b) Corresponding annual total aseismic slip measurements, obtained with the summation of surface displacements measured every year by the creep meter (Altay & Sav, 1991).

The compilation of several studies with different measuring methods suggests that aseismic slip rate decreases with time, at a slow pace, since it was accelerated by the stress change imposed by the last rupture in 1944. This decrease in slip rate follows an exponential decay, related to the post-seismic relaxation of stresses, and slip rate reaches a steady rate, since 2000, of ~ 9 mm/yr over the last decade (Ambraseys, 1970; Altay & Sav, 1991; Cakir et al., 2005; Kutoglu et al., 2010; Kaneko et al., 2013; Cetin et al., 2014; Bilham et al., 2016, Figure 4.4). The characteristic time of such decay is of 10 to 15 years, suggesting one should measure a steady slip rate with time constrained techniques measuring slip rate over a few years only. In this case, the mechanical model associated to this segment of the fault is governed by rate-and-state empirical friction laws (Scholz, 1998). In this model, the fault slips aseismically from the surface to a shallow depth (~ 5 km), as stable sliding inhibits earthquake rupture, while the fault is locked below this depth, hence is prone to rupture seismically (Kaneko et al., 2013; Cetin et al., 2014, Figure 4.5).

However, and as mentioned earlier, recent geodetic data, acquired at a high temporal resolution, highlight one transient event, called slow slip event (SSE). New creep meter data have confirmed such trend, at least locally, confirming the early local measurements of Altay & Sav (1991) (Bilham et al., 2016). These findings suggest that aseismic slip is episodic rather than slowly decaying with time, hence revoking the previous mechanical model of this segment of the fault (Rousset et al., 2016). Thus, some questions arise. Is aseismic slip slowly decaying with time or episodic with short term, months long slow slip events? If episodic, how many slow slip events are there and how frequent are they? What mechanisms trigger these events? Can we extract their sizes and durations, thus assess the associated seismic hazard?

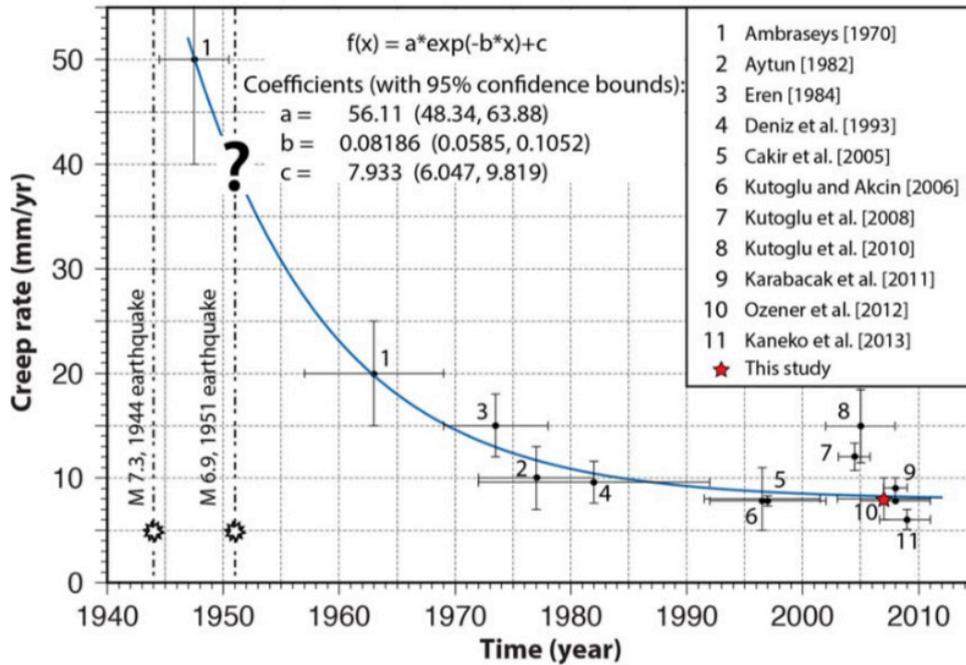


FIGURE 4.4 – History of the aseismic slip rate over time, estimated by various measurements. Horizontal bars are the temporal coverages of the measurements, vertical bars represents the associated errors. The hypothesis, still debated, is that aseismic slip rate decreasing over time since the last rupture in 1944, following an exponential postseismic slip, until reaching a constant value of 8 mm/yr over the last 10 years. (Cetin et al., 2014).

Answering these questions will allow : (1) to quantify the dynamics of aseismic slip along the central segment of the North Anatolian fault, both in space and time, thus leading to a better assessment of the associated mechanical model, and (2) to determine the slip budget of this segment, in other words to assess if this section of the fault suffers from a deficit or an excess of slip, thus is prone or not to an earthquake rupture, respectively (e.g. Bürgmann et al., 2000). Characterizing finely in space and time aseismic slip requires a technology that provides high frequency temporal measurements of surface deformations, over a wide spatial extent. The launch of Sentinel-1A and Sentinel-1B gives us the opportunity to measure surface deformation finely in space and time thanks to the 6-days revisit time in Turkey and the 250 km-long land coverage. Thus, reconstructing the temporal evolution of surface displacements will allow us to detect any small-scale displacement that occur along the North Anatolian fault.

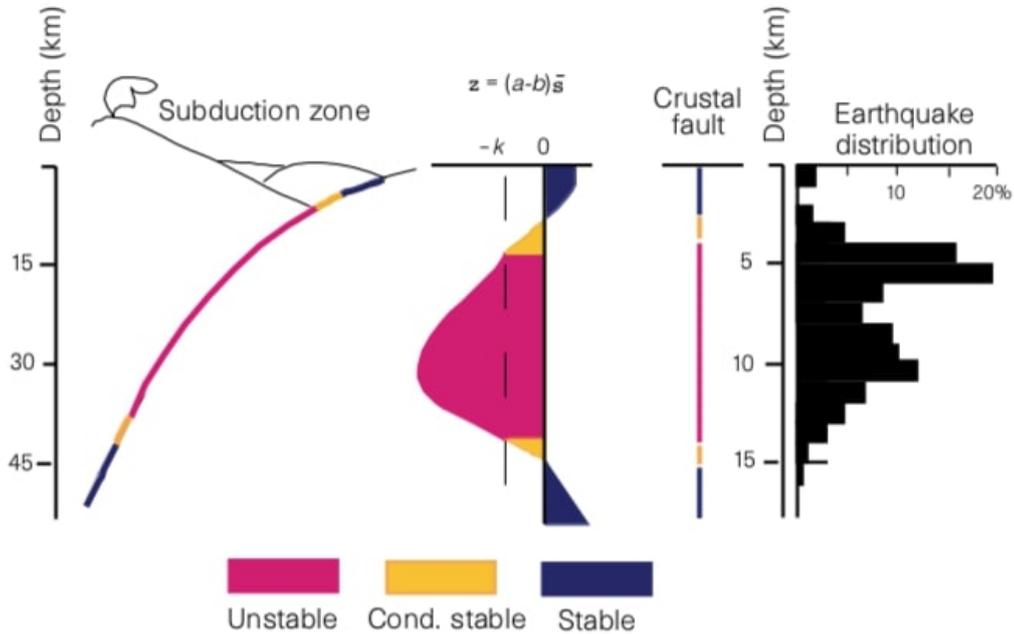


FIGURE 4.5 – Mechanical model of a fault, based on the rate-and-state empirical friction laws. The fault exhibits a stable sliding (constant aseismic slip) at shallow and deep depths (blue colors), and an unstable sliding between these two regions, where fault is locked and prone to earthquake ruptures (red colors) (Scholz, 1998).

4.2 Mean velocity fields

We use 481 SAR images acquired on four ascending tracks across the North Anatolian fault, with respectively 14, 16 and 20 images on ALOS tracks 602, 603 and 604 (from east to west) between 2007 and 2011, and 431 images on Sentinel-1 track 87 between 2014 and 2018. The three ALOS tracks together cover about 190 km long section of the fault between longitudes 31.7°E and 33.5°E, contrary to the unique Sentinel-1 track, covering 250 km of the same section between longitudes 31.7°E and 34.5°E (cf. Figure 4.1).

We process SAR images using the software package ISCE (Gurrola et al., 2010), following the methodology described in chapter 1. We first coregister SLCs using the NESD approach (Fattahi et al., 2017), selecting master dates of 9th July 2017, 10th May 2010, 11th April 2010, and 13th March 2010 for tracks 87, 602, 603, 604, respectively. We correct coregistered images from orbital contribution using Precise Orbit Determination products (Scharroo & Visser, 1998; Sentinels POD Team, 2018). We remove the topographic phase contribution using the 30-meter Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) Digital Elevation Model V3 (Farr & Kobrick, 2000; Farr et al., 2007). Interferograms built with the Sentinel-1 acquisitions are generated burst by burst, separately and then merged. Since we focus on displacements at a regional scale, we multilook interferograms by a factor of 81×27 and 14×4 in range

and azimuth for Sentinel-1 and ALOS, respectively, in order to enhance coherence, hence reducing pixel sizes to 540×405 m and 40×140 m (rg \times az), respectively. Because of vegetation and snow in the winter, strong multilooking is required otherwise unwrapping of the phase is almost impossible. We correct ALOS wrapped interferograms from ionospheric delays using a split range-spectrum technique (e.g. [Brcic et al., 2010](#); [He et al., 2018](#); [Wegmüller et al., 2018](#); [Liang et al., 2019](#)), filter the phase signal with a Goldstein filter ([Goldstein & Werner, 1998](#)), and unwrap the phase using a Branch-Cut method ([Goldstein et al., 1988](#); [Prati et al., 1990](#); [Lin et al., 1994](#); [Herszterg et al., 2018](#)). We finally correct unwrapped interferograms from tropospheric delays using the ERA-5 global atmospheric reanalysis. To the contrary, we correct Sentinel-1 data from tropospheric effects on wrapped interferograms, before filtering and phase unwrapping. As C-band satellites (Sentinel-1) are much more sensitive than L-band satellites (ALOS) to changes in scatterers distribution on the observed Earth surface between the two acquisitions, the presence of vegetation or snow in the winter leads to a loss of coherence in Sentinel-1 interferograms, hence phase unwrapping becomes difficult. However, correcting Sentinel-1 interferograms from tropospheric delays prior to phase unwrapping allows to decrease phase gradients and therefore improves the coherence of interferograms, thus helps the phase unwrapping process ([Jolivet et al., 2011](#)). Additionally, contrary to ALOS data, we do not correct Sentinel-1 interferograms from ionospheric delays, as ionospheric effects sixteen times smaller in C-band than in L-band (e.g. [Gray et al., 2000](#); [Hanssen, 2001](#); [Liang et al., 2019](#)). Moreover, the split range-spectrum method involves computing interferograms with a narrower bandwidth, hence a lower phase coherence, making this method quite challenging with C-band data.

We then perform a time series analysis following the SBAS-type approach described in chapter 1, using the software package Generic InSAR Analysis Toolbox (GIANt, [Agram et al., 2012](#)). We first mask pixels of low coherence (< 0.3) and eliminate interferograms with less than 35% pixels that have been successfully unwrapped of time series analysis, thus reducing the initial dataset, composed of 2113, 41, 40 and 32 interferograms for Sentinel-1 track 87, and ALOS tracks 602, 603 and 604, to 627, 38, 40, 31 interferograms, respectively (Figure 4.6). In order to enhance coherence, we multilook selected interferograms by a factor of 2 and 4 for Sentinel-1 and ALOS, hence leading to a final pixel sizes of 1080×810 m and 160×560 m (rg \times az), respectively. Because of snow in the winter and strong residual atmospheric artefacts in the northern part of interferograms, due to the vicinity of the Black Sea, a second multilooking is required. We spatially reference interferograms to a common area. To account for residual orbital errors, we compute a best fitting plane in each interferogram and subtract it from phase signals. We finally generate time series and produce four mean radar line-of-sight (LOS) interseismic velocity maps using the SBAS approach developed by [López-Quiroz et al. \(2009\)](#). We reconstruct, for each pixel, the temporal evolution of the interferometric phase from our networks of small baseline interferograms. In case of disconnected subsets, we add a constraint on the temporal evolution of the phase to the inversion, expecting the parametric

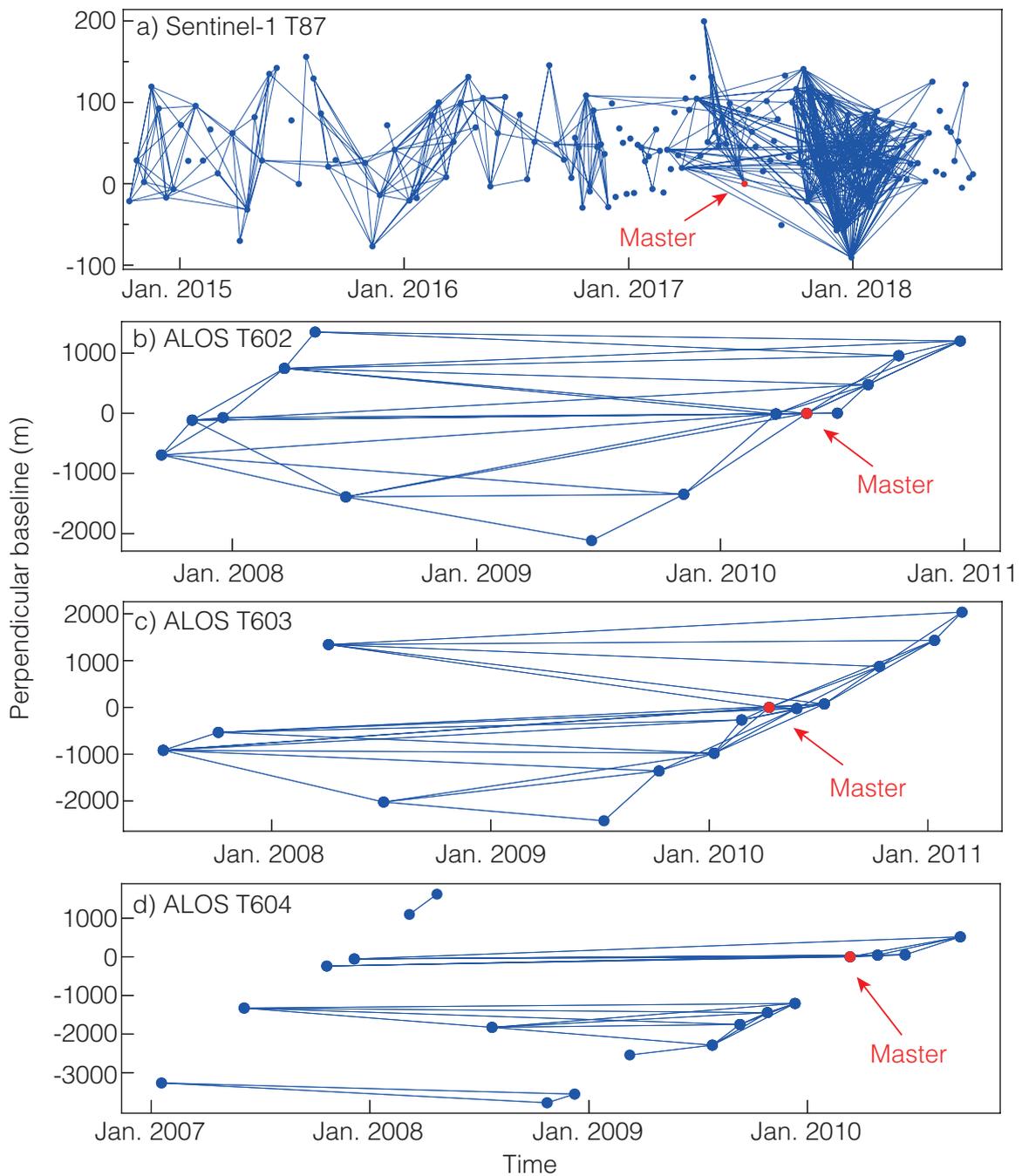


FIGURE 4.6 – Plots of perpendicular baselines of a) Sentinel-1 track T87 interferograms and b), c) and d) ALOS tracks T602, T603, and T604 interferograms, used to compute velocity fields and time series. Dots corresponds to SAR images and lines represent the interferograms. Red dots indicate master images chosen for the coregistration procedure. The first acquisition of each dataset is selected as the master date for the time series analysis.

evolution of surface deformation is a combination of a linear term and a seasonal-annual function (Jolivet et al., 2012). Assuming that LOS displacements are only due to surface motion and that this motion is purely horizontal and parallel to the local strike of the fault ($N70^\circ$), we convert mean LOS velocities to fault-parallel velocities considering the viewing geometry, including incidence angles and headings of the two satellites (Figures 4.7 and 4.8).

ALOS and Sentinel-1 mean velocity fields both reveal clearly the pattern of surface deformation along the central segment of the NAF. Cool (resp. warm) colors on the north (resp. southern) side of the fault indicate displacement of the ground away (resp. toward) the satellite, which is consistent with right-lateral slip along the fault. At a regional scale, we can estimate a gradient of fault-parallel velocity between the two sides of the fault, indicated by the color change from north and south of the fault trace, of ~ 20 mm/yr for ALOS and ~ 10 mm/yr for Sentinel-1. Moreover, we can see that high gradients of surface deformation are localized along a 100 km-long section along the fault for ALOS, between the city of Gerede and a longitude of 33.7° , and along a 90 km-long section along the fault for Sentinel-1, between Ismetpasa and a longitude of 33.7° .

First, results suggest lateral variations of aseismic slip along the fault. However, the extent of aseismic slip seems to be constant in time between ALOS and Sentinel-1 periods. Second, results suggest that velocity decreases by a factor of 2 between 2007-2011 (ALOS) and 2014-2018 (Sentinel-1), thus aseismic slip is not constant in time. Although ALOS deformation rate (~ 2 cm/yr) is almost equivalent to the tectonic deformation rate in this region (~ 2.4 cm/yr), to the contrary, Sentinel-1 deformation rate corresponds to only 41% of this tectonic rate (~ 1 cm/yr), hence suggesting a potential slip deficit along the aseismic section between 2014 and 2018.

4.3 Lateral variations of aseismic slip

In order to determine finely the surface aseismic slip rate and its lateral variations along the North Anatolian fault, we extract profiles of velocities perpendicular to the fault every kilometer along the fault trace, considering a box width of 1 km. We notice that the box width almost corresponds to the size of a unique pixel for Sentinel-1 (1080×810 m in $rg \times az$), but centers of almost of the velocity profiles are located between two adjacent pixels of the velocity field, hence the box width allows to select two velocity values, in most of the case. Moreover, dispersion of the velocity values within each Sentinel-1 velocity profile, closed to the fault trace, is visually not high (± 3 mm/yr), thus selecting a wider box does not change the estimation of aseismic slip rate. We then use two different methods to calculate surface aseismic slip rates along the fault, described below.

First, we find a best fitting line to the velocity profiles on each side of the fault

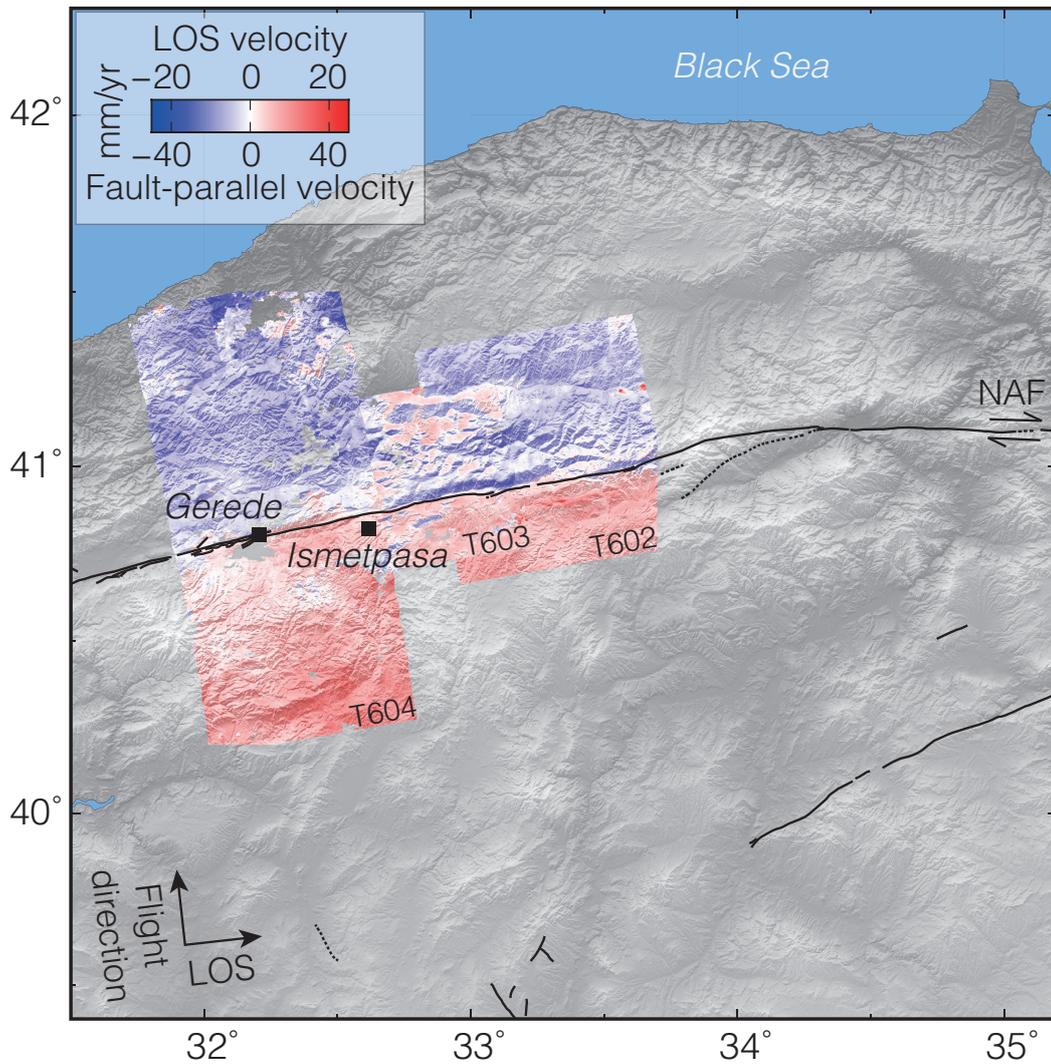


FIGURE 4.7 – InSAR fault-parallel and LOS velocity fields derived from ALOS data covering the period 2007-2011, assuming that radar LOS displacements are due to purely horizontal and parallel motion on the North Anatolian fault, here with a local strike of N70. Movements away from (resp. toward) the satellite are shown with cool (resp. warm) colors, and are consistent with the right-lateral motion of the NAF. Cities of Gerede and Ismetpasa are designated by square symbols.

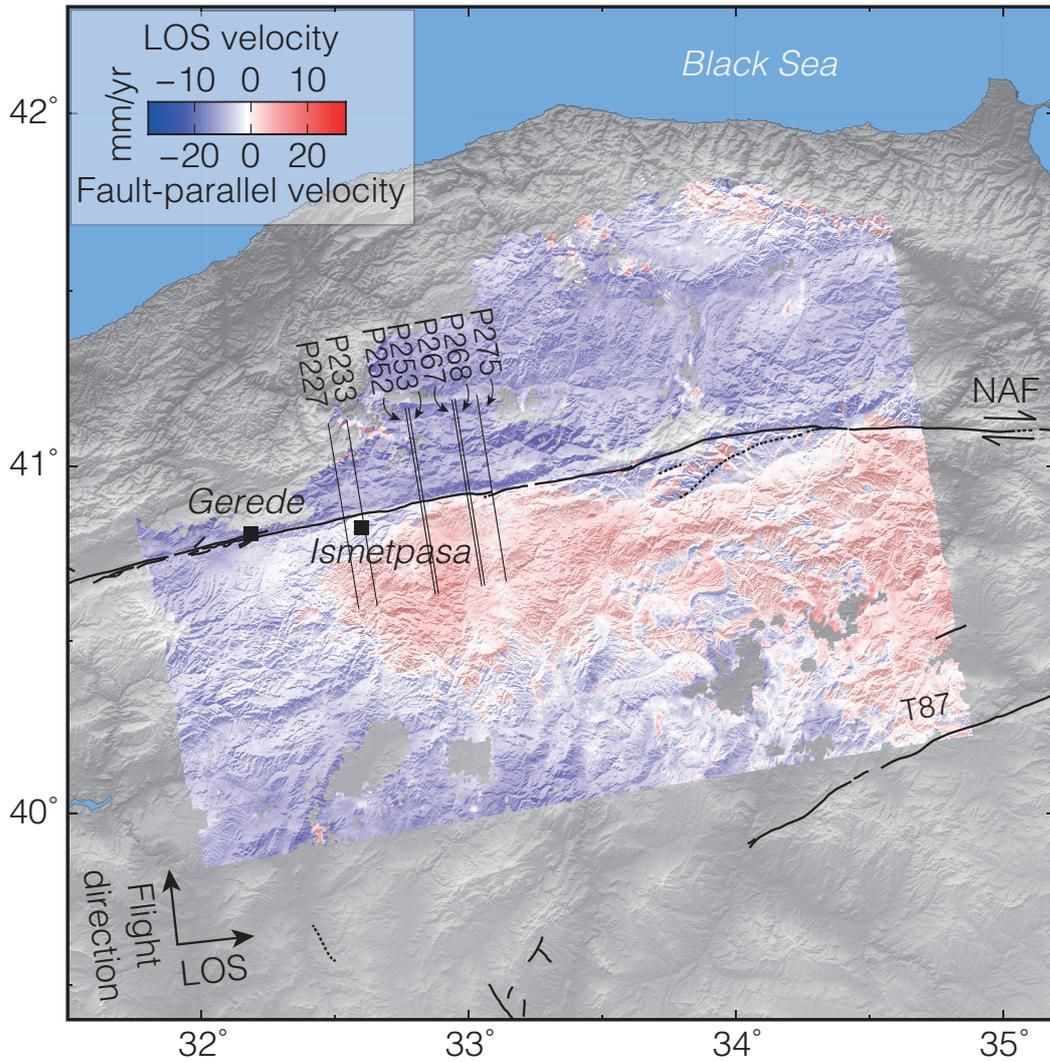


FIGURE 4.8 – InSAR fault-parallel and LOS velocity fields derived from Sentinel-1 data covering the period 2014-2018, assuming that radar LOS displacements are due to purely horizontal and parallel motion on the North Anatolian fault, here with a local strike of N70. Movements away from (resp. toward) the satellite are shown with cool (resp. warm) colors, and are consistent with the right-lateral motion of the NAF. Cities of Gerede and Ismetpasa are designated by square symbols.

(Figure 4.9, green color). For each side of the fault, we consider velocity values between : $\pm[0.4-10]$ km for T87, $\pm[0.6-4]$ km for T602, $\pm[0.6-15]$ km for T603 and $\pm[0.6-5]$ km for T604. Otherwise, velocity values outside these boxes are significantly far from the mean velocity computed from these boxes, thus considering them leads to over or underestimate the aseismic slip rate. We then choose minimum number of pixels of 5 and 10 for Sentinel-1 and ALOS, respectively, below which we do not estimate a best fitting line. We also remove outliers outside two standard deviations of the mean on each side of the fault. We then estimate the aseismic slip rate as an offset of the intercepts of the two best fitting lines extrapolated at the fault trace. We calculate error bars of aseismic slip rates for individual profiles, e , from the root-mean-square error (RMSE) of the two fitted lines,

$$e = \sqrt{\frac{1}{n_N + n_S} \sum_{i=1}^{n_N + n_S} (Y_i - \hat{Y}_i)^2}, \quad (4.1)$$

with n_N , n_S the number of values within the north and south side of the fault, respectively, and Y_i , \hat{Y}_i the observed and estimated velocity values.

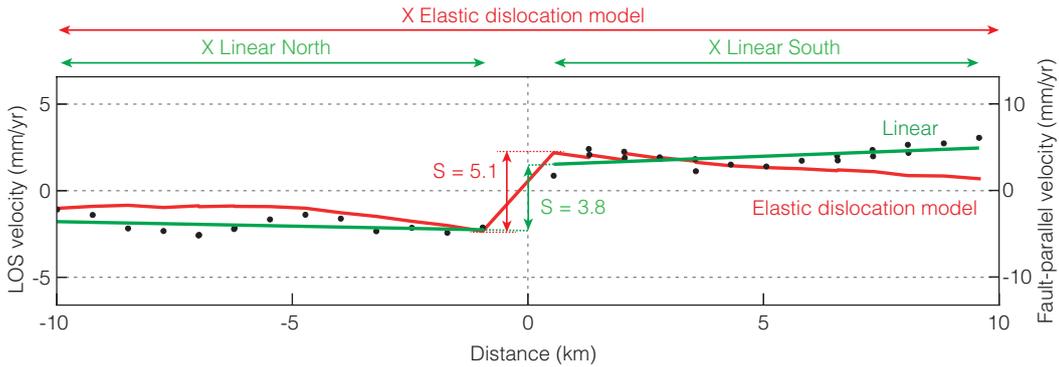


FIGURE 4.9 – Example of a Sentinel-1 fault perpendicular velocity profile, illustrating the two fitting procedures used to estimate aseismic slip rates along the fault (along all the fault perpendicular velocity profiles). Aseismic slip rate is calculated as the offset of velocity (black dots) between the two sides of the fault, using a linear (green color) or an elastic dislocation model (red color) approximation.

Second, we fit a best elastic dislocation model to the velocity profiles on the two sides of the fault, simultaneously (Figure 4.9, red color). We consider lengths of velocity profiles of 20 km for T87, 8 km for T602, 30 km for T603 and 10 km for T604, for the same reasons as mentioned above. We assume a semi-infinite elastic medium (Savage & Burford, 1973), where plate motion is accommodated by aseismic slip in the few kilometers of the upper crust (Kaneko et al., 2013; Cetin et al., 2014). We then use non-linear least squares to fit the function $f(x)$ to velocities, considering : (1) a shallow aseismic slip section, S , from the surface to a depth d (e.g. Scholz, 1998; Wei et al., 2013; Cetin et al., 2014; Bilham et al., 2016), (2) elevation profiles, αz , and (3) a constant c . Resolving the inverse problem allows to estimate

parameters S , d , α and c from the equation (Segall, 2010) :

$$f(x) = \underbrace{\frac{S}{\pi} \tan^{-1} \left(\frac{d}{x} \right)}_{\text{aseismic slip}} + \underbrace{\alpha z(x)}_{\text{topography}} + c. \quad (4.2)$$

Our least squares solution minimizes the L2-norm of residuals and the L2-norm of the model parameters, in order to regularize the problem. We modulate the influence of the norm of the model parameters with a parameter γ following a classic Thikonov scheme. We test values of γ ranging from 0 to 1. We choose the best fitting model to each profile as the combination of $[f(x), \gamma]$ that minimize least squares norm of the residuals and model parameters, even if we remove $\frac{2}{3}$ of observed data. In other words the best fitting model is unchanged when we remove $\frac{2}{3}$ of observations (Figure 4.9). For each profile, the aseismic slip rate is given by the estimated S value, and we calculate the corresponding error bar from the root-mean-square error (RMSE) of the fitted function.

Results show significative differences in aseismic slip rates along the fault between the two fitting procedures (Figure 4.10). First, there are some outliers on ALOS aseismic slip rates estimated with an elastic dislocation model (red color), between 32.6° and 33.1° , where differences may reach ~ 20 mm/yr (fault-parallel). Second, aseismic slip rate along the fault may be higher when using an elastic dislocation model rather than a linear fitting procedure (green color). It is the case for ALOS data between 32.1° and 32.5° , where the rate is around 5 mm/yr higher than the rate estimated with a linear fitting procedure (Figure 4.10a), and for Sentinel-1

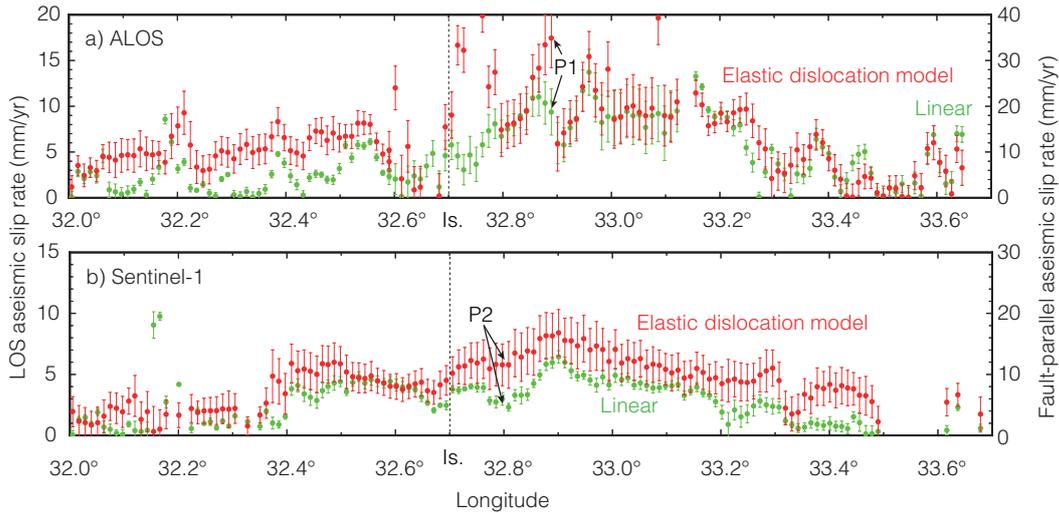


FIGURE 4.10 – Estimation of the aseismic slip rate along the North Anatolian fault, using two different fitting procedures, from a) ALOS, and b) Sentinel-1 data. Results with a tangent arc fit are shown in red, and with a linear fit in green. Error bars are calculated from the RMSE of the fitted function. Profiles P1 and P2 are shown in the Figure 4.11.

data, where the rate is around 3 mm/yr higher than the rate estimated with a linear fitting procedure, almost all along the fault (Figure 4.10b).

As those differences are significant (2 cm/yr for ALOS and 0.5 cm/yr for Sentinel-1) compared to the aseismic slip rate estimated from velocity fields (~ 2 cm/yr for ALOS period and ~ 1 cm/yr for Sentinel-1), it is therefore crucial to select the fitting procedure that best reflects the aseismic slip rate on each velocity profile. Our choice is to evaluate aseismic slip rates along the fault using a linear fitting procedure. First, because linear fitting procedure leads to reduce error bars of aseismic slip rates. Second, because an elastic dislocation model may, in most cases, overestimate the aseismic slip rate because it does not fit well the velocities, especially for Sentinel-1 dataset (Figure 4.11). Overestimation of slip rate might be due to a lack of constraint

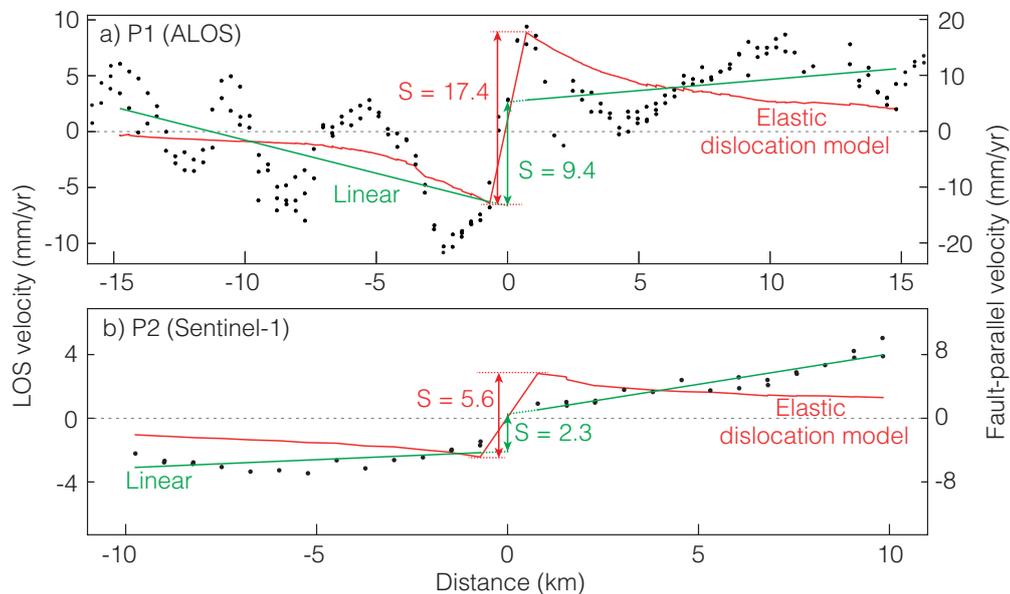


FIGURE 4.11 – Comparison of fitting procedures with two examples of velocity profiles. a) An elastic dislocation model to fit ALOS data leads to overestimate the aseismic slip rate (outlier). b) An elastic dislocation model to fit Sentinel-1 data leads to a systematic overestimation of the aseismic slip rate along the fault.

very close to the fault, where pixel spacing does not allow to fully capture the strain gradient involved, and/or because we do not consider the interseismic loading in our elastic dislocation model. Indeed, contrary to an earthquake where displacement occurs instantaneously so that it can be fitted using an elastic dislocation model (Figure 4.12a), a slow slip event occurs during few days or months. Therefore, the contribution of interseismic elastic loading, which is negligible over the duration of an earthquake, has to be taken into account in our slow slip events dislocation model (Figure 4.12b). Summing these two components allows us to decrease the estimation of aseismic slip rate (Figure 4.12), and therefore get closer to the value computed with a linear fitting procedure.

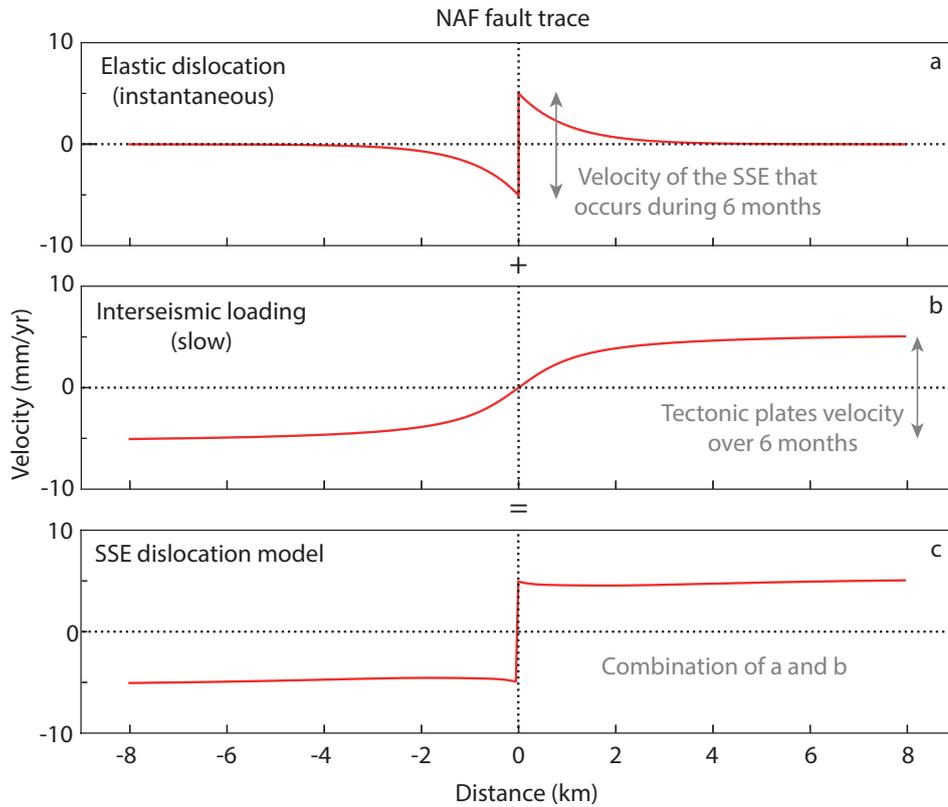


FIGURE 4.12 – Elastic dislocation model applied in the case of slow slip events. a) Elastic dislocation model for a traditional earthquake, where displacement occurs instantaneously (what we use in this study). b) Interseismic loading contribution. c) Elastic dislocation model for a slow slip event that occurs during 6 months along the North Anatolian fault (what we have to do in a future work).

Aseismic slip rates along the fault estimated from ALOS velocity profiles reveal that aseismic slip is localized between longitudes 32.4° and 33.7° , where slip rate fluctuates from ~ 10 mm/yr between 32.4° - 32.75° and 33.25° - 33.7° to ~ 20 mm/yr between 32.75° - 33.25° (Figure 4.13). Estimations from Sentinel-1 velocity profiles show that aseismic slip is located between longitudes 32.4° and 33.2° , with a slip rate, on average, of ~ 10 mm/yr. A small section of the fault, located near the city of Gerede, also shows an aseismic slip rate of ~ 8 mm/yr in both cases.

Results suggest that aseismic slip is localized along a 100 km-long section of the fault during the period 2007-2011 (ALOS), and along a smaller section, estimated around 90 km, during the period 2014-2018 (Sentinel-1). Although aseismic slip seems to not spatially change significantly in time, results confirm that aseismic slip rate decreases over time. But, in places where estimates of ALOS aseismic slip rates are twice higher than those of Sentinel-1, error bars are very large and Sentinel-1 and ALOS-derived rates might be actually equal. Thus, we need to finely characterize in time the aseismic slip in order to assess whether aseismic slip rate decreases over time or not.

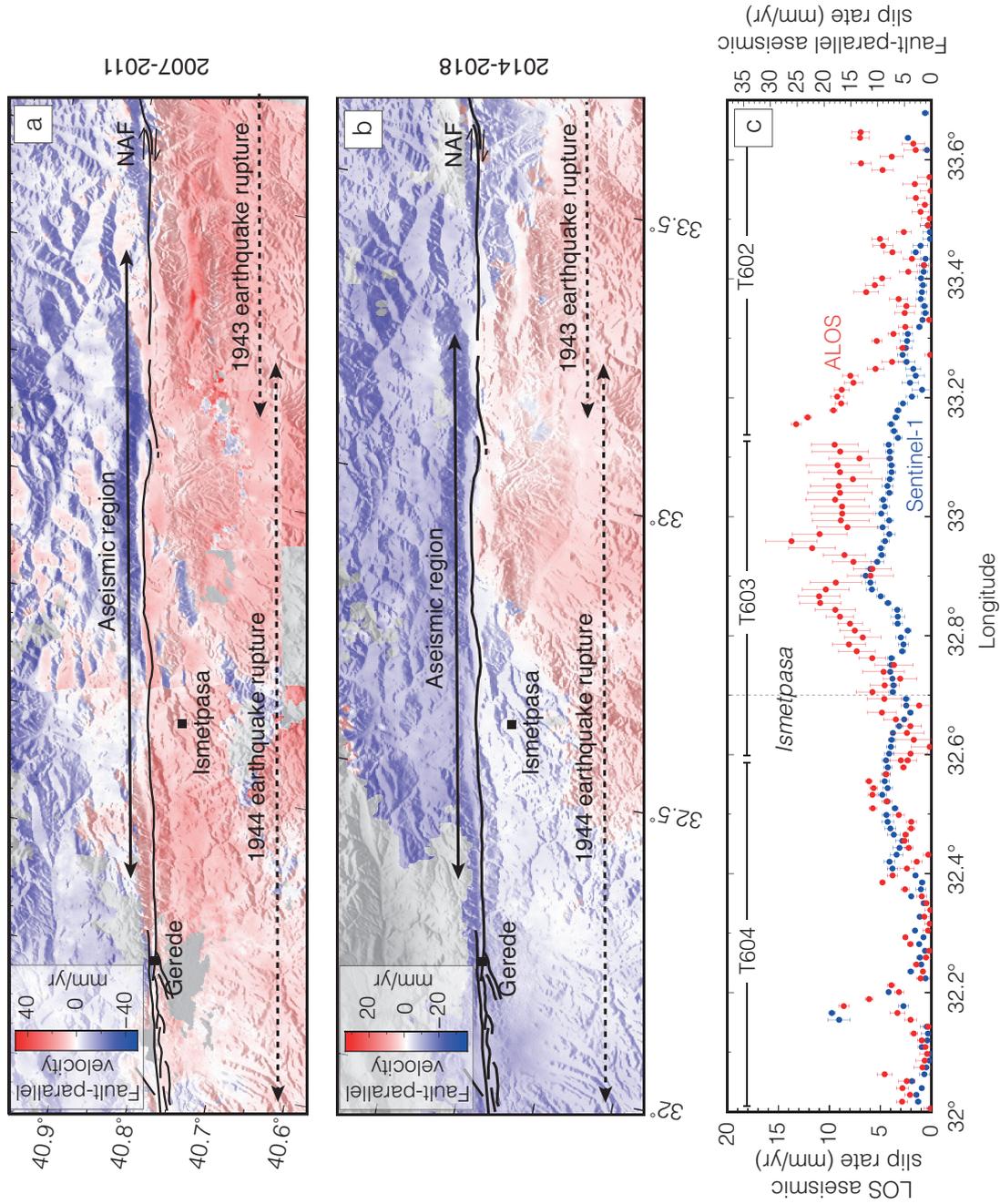


FIGURE 4.13 – Mean fault-parallel velocity fields derived from a) ALOS and b) Sentinel-1 data. The extents of the aseismic section and 1943 and 1944 earthquake ruptures are indicated with black arrows. c) Estimations of aseismic slip rate along the fault, calculated using a linear fitting procedure of ALOS (red color) and Sentinel-1 (blue color) fault perpendicular velocity profiles. Error bars are computed from the sum of the two root-mean-square error (RMSE) of the two fitted lines (on the two sides of the fault places).

4.4 Temporal evolution of aseismic slip

Although aseismic slip rates deduced from Sentinel-1 velocity field are consistent with most previous studies, with a rate of ~ 8 mm/yr at Ismetpasa (e.g. Cakir et al., 2005; Kaneko et al., 2013; Cetin et al., 2014), aseismic slip rates deduced from ALOS velocity fields are twice greater than those of Sentinel-1, between longitudes 32.75° - 33.25° , and than those from Envisat data between longitudes 32.9° - 33.3° (Cetin et al., 2014, Figure 4.14).

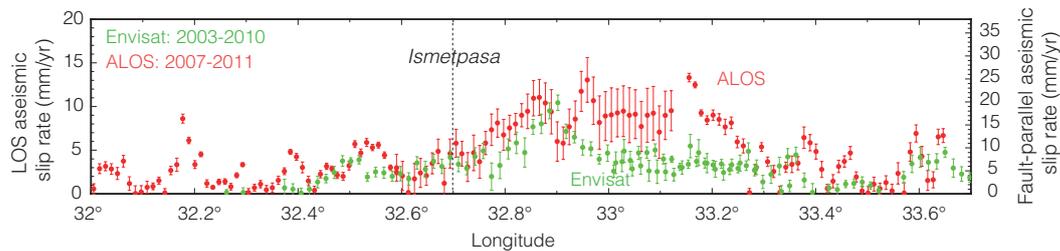


FIGURE 4.14 – Comparison of aseismic slip rates along the fault derived from ALOS (red color) and Envisat (green color) velocity fields.

Hence, the comparison of multiple InSAR datasets suggests : (1) either these differences are due to an overestimation of ALOS slip rates along the fault, inherent to our fitting procedure, and to our data processing (atmospheric noise poorly corrected for instance), (2) either ALOS aseismic slip rates equals those of Sentinel-1 and Envisat satellites, considering error bars on the estimations of slip, (3) either aseismic slip really decreases over time.

We formulate the hypothesis that the differences between ALOS and Envisat may be related to biases on slip rate estimations, related to transient episodes of deformation. To illustrate our hypothesis, we represent two different synthetic scenarios, one where the fault slips occasionally, generating bursts of displacements (Figure 4.15a), and one where fault slip is constant in time (Figure 4.15b). In both cases, we estimate the velocity finding the best fitting line to the displacement values, using two different time windows in order to reproduce temporal coverages of ALOS and Envisat satellites.

Results show that a difference in time window where we estimate aseismic slip rate leads to over or underestimate the aseismic slip rate. For instance, we compute a synthetic velocity of 2.1 mm/yr considering a time window ranging from 0 to 8 years (Envisat), which is significantly different from the velocity of 2.8 mm/yr estimated using a time window ranging from 0 to 5 years (ALOS). In this example, the estimation of surface velocity is strongly biased by the amount of displacement occurring during bursts of activity. To the contrary, if the displacement is constant in time, estimations of slip rate is not affected by the temporal coverage of the

satellite, hence aseismic slip rates should be consistent between ALOS and Envisat data (Figure 4.15b). Another hypothesis, that we do not investigate, is that aseismic slip rate really decreases between ALOS and Envisat.

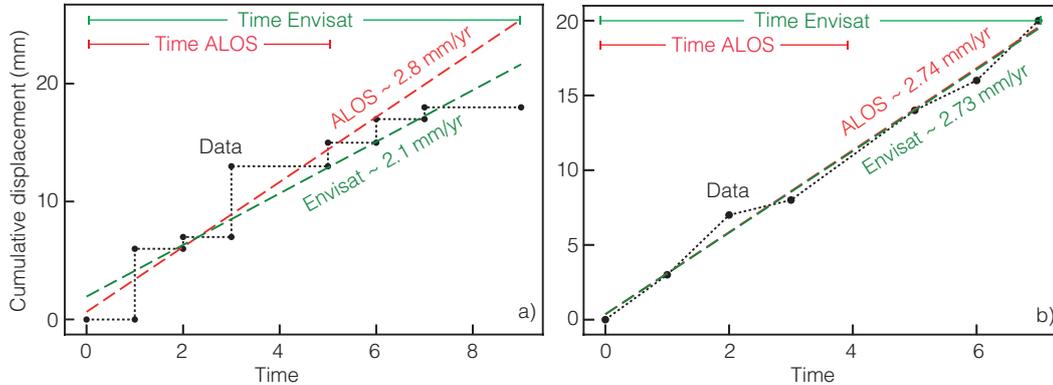


FIGURE 4.15 – Example to illustrate how the aseismic slip rate is affected by the temporal coverage of the satellite. Synthetic data are represented with black circles, and estimations of slip rates using linear fits with red and green dotted lines for ALOS and Envisat satellites, respectively. a) Velocity is made of transient events, hence a difference in temporal coverage of the satellite leads to under or overestimate the average velocity. b) Velocity is constant in time, thus a difference in temporal coverage of the satellite does not affect the estimation of the average velocity.

To conclude, results suggest that aseismic slip is not constant over time within 10 years. In addition, we formulate the hypothesis that aseismic slip may occur within transient events of slip, supported by the detection of a unique M_w 5.2 slow slip event along this segment of the fault (Rousset et al., 2016). To confirm our hypothesis, we need to try to capture events of aseismic slip along this segment of the North Anatolian fault, and then characterize them. We will then estimate instantaneous aseismic slip rates rather than average velocities and debate on the aseismic behavior of this section of the fault.

4.5 Detection of slow slip events

In order to detect potential slow slip events occurring over time along the North Anatolian fault, we measure the evolution of aseismic slip over time for each of the fault perpendicular profiles we presented above. Raw profiles, as for instance the one that cuts across the city of Ismetpasa shown on Figure 4.16, are slightly difficult to interpret but show temporal variations. We evaluate a best fitting parametric function to each of these profiles. Our function is the sum of integrated B-splines, regularly spaced in time. We solve for the amplitude of each spline using non-negative least squares, assuming the fault only slips according to its geological sense of motion (left-lateral). We use cubic splines, imposing a wavelength of 2 days, which leaves us with a maximum number of splines of 15.

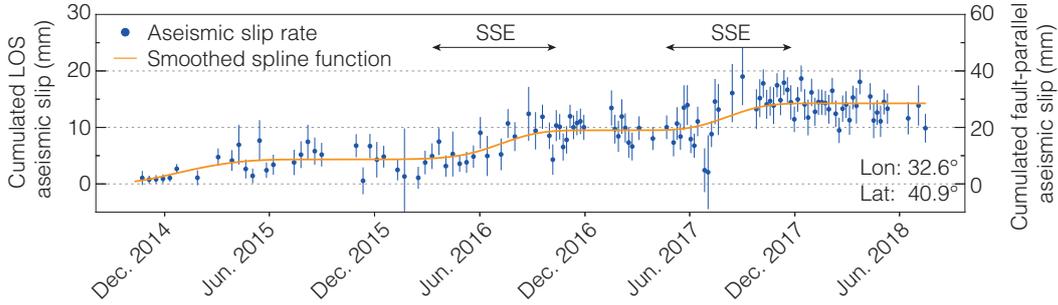


FIGURE 4.16 – Time series of aseismic slip along a fault perpendicular profile (P233 in figures 4.8 and 4.17), estimated from Sentinel-1 data. Error bars of aseismic slip rates are computed from the sum of the two root-mean-square error (RMSE) of the two fitted lines (on the two sides of the fault). The spline function clearly shows, at least, two slow slip events that started around April 2016 and April 2017, respectively. Each of these events occur during almost 6 months, causing around 4 and 6 mm of LOS displacement, respectively.

The best fitting parametric function is therefore a smoothed evolution of aseismic slip over time. We repeat this fitting operation for each of the location we have extracted fault perpendicular profiles. Smoothed functions clearly show, in some of the profiles along the fault, a succession of accelerations (splines) and steady periods (between two consecutive splines) (cf. Appendix). During the steady periods, aseismic slip rate is close to 0, hence there is no aseismic slip and the fault is locked. Accelerations correspond to slow slip events along the fault. For instance, a visual inspection of the profile across the city of Ismetpasa clearly shows, at least, two slow slip events (Figure 4.16).

Visual inspection of all profiles of aseismic slip over time allows to detect at least three main slow slip events. We now extract the extent and the magnitude of those events, in order to provide a better assesement of seismic hazard of this section of the North Anatolian fault. For instance, to know whether this section is prone, or not, to an erthquake rupture. A slow slip event is, in the following, a slip acceleration period occuring over at least N km (P profiles).

For each slow slip event, we estimate : (1) its location and length, based on how many profiles we can detect an acceleration coeval in time, (2) its duration, (3) the amount of displacement, given by the amplitude of the splines, and (4) the corresponding magnitude (Table 4.1, Figure 4.17). Note that we provide an order of magnitude for the detected slow slip events using the following simple calculation :

$$M_W = \frac{2}{3}(\log(M_0) - 9.1), \quad (4.3)$$

where M_0 is given by :

$$M_0 = A \times S \times \mu, \quad (4.4)$$

with A the surface on which slip occurs, S the slip on the fault, and μ the elastic shear modulus, here taken equal to 30 GPa (Savage & Burford, 1973). In this calculations,

we consider a vertical dislocation in an elastic half-space (Savage & Burford, 1973), assuming that the fault slips between the surface and a depth d , equals to 5 km, below which it is fully locked (Scholz, 1998; Wei et al., 2013; Cetin et al., 2014; Bilham et al., 2016). We assume slow slip events occurs over the entire creeping depth identified by Cetin et al. (2014).

The first slow slip event is located in the center of the aseismic section, and corresponds to a slip of 9 mm (fault-parallel) along a 8 km-long segment from June 2015 to January 2016 (~ 7 months). The second slow slip event takes place on a 17 km-long segment of the western part of the aseismic section, starts in April 2016 and stops in the end of October 2016 (~ 7 months), with an average slip of 8 mm (fault-parallel). The third slow slip event is the longest event detected, that is located along a 50 km-long segment of the fault starting from the western part of the aseismic section, and that starts in January 2017 and stops in February 2018 (~ 1 year), with an average slip of 1 cm (fault-parallel). Estimations of corresponding magnitudes are 4.6, 4.8 and 5.2, respectively for slow slip event numbers 1, 2 and 3.

Results show that the episodic behavior of the central segment of the North Anatolian fault consists of periods of no slip during 1 to $1\frac{1}{2}$ year (71% of the time in $3\frac{1}{2}$ years), interrupted by months of slow slip (29% of the time in $3\frac{1}{2}$ years), with amplitudes of ~ 8 -11 mm. Thus, the displacement associated to an unique slow slip event explains 100% of the mean fault-parallel aseismic slip velocity, estimated at ~ 8 mm/yr from Sentinel-1 data between the period 2014-2018, and that may reach ~ 12 mm/yr 20 km east of Isetmpasa (cf. Figure 4.13). However, the lack of detected slow slip events in the eastern part of the aseismic section suggests that the fault slips at a constant rate between 2014 and 2018 (Figure 4.17).

TABLE 4.1 – Characteristics of the three slow slip events detected using a spline fitting function.

Parameters	SSE 1	SSE 2	SSE 3
Longitude	32.8°-32.9°	32.4°-32.6°	32.5°-33.1°
Length (km)	~ 8	~ 17	~ 50
Start date	7 June 2015	3 April 2016	1 January 2017
End date	1 January 2016	20 October 2016	1 February 2018
Duration	6 months, 24 days	6 months, 15 days	1 year, 1 month
LOS displacement (mm)	~ 4.4	~ 4.1	~ 5.7
Fault-parallel displacement (mm)	~ 8.8	~ 8.2	~ 11.4
Magnitude (M_w)	4.6	4.8	5.2

During the third slow slip event (SSE 3), the fault slips of ~ 11 mm for about 1 year, compared to 6-7 months for the two other events. For this particular slow slip event, the smoothed aseismic slip evolution highlights an eastward propagation of the slow slip event over time (Figure 4.18). The fault begins to slip along the western part of the aseismic section, from January 2017 until December 2017 (P227-P252). Then, the slow slip event migrates along the central segment, where it is active from the end of April 2017 until December 2017 (P253-P267). The fault finally slips along

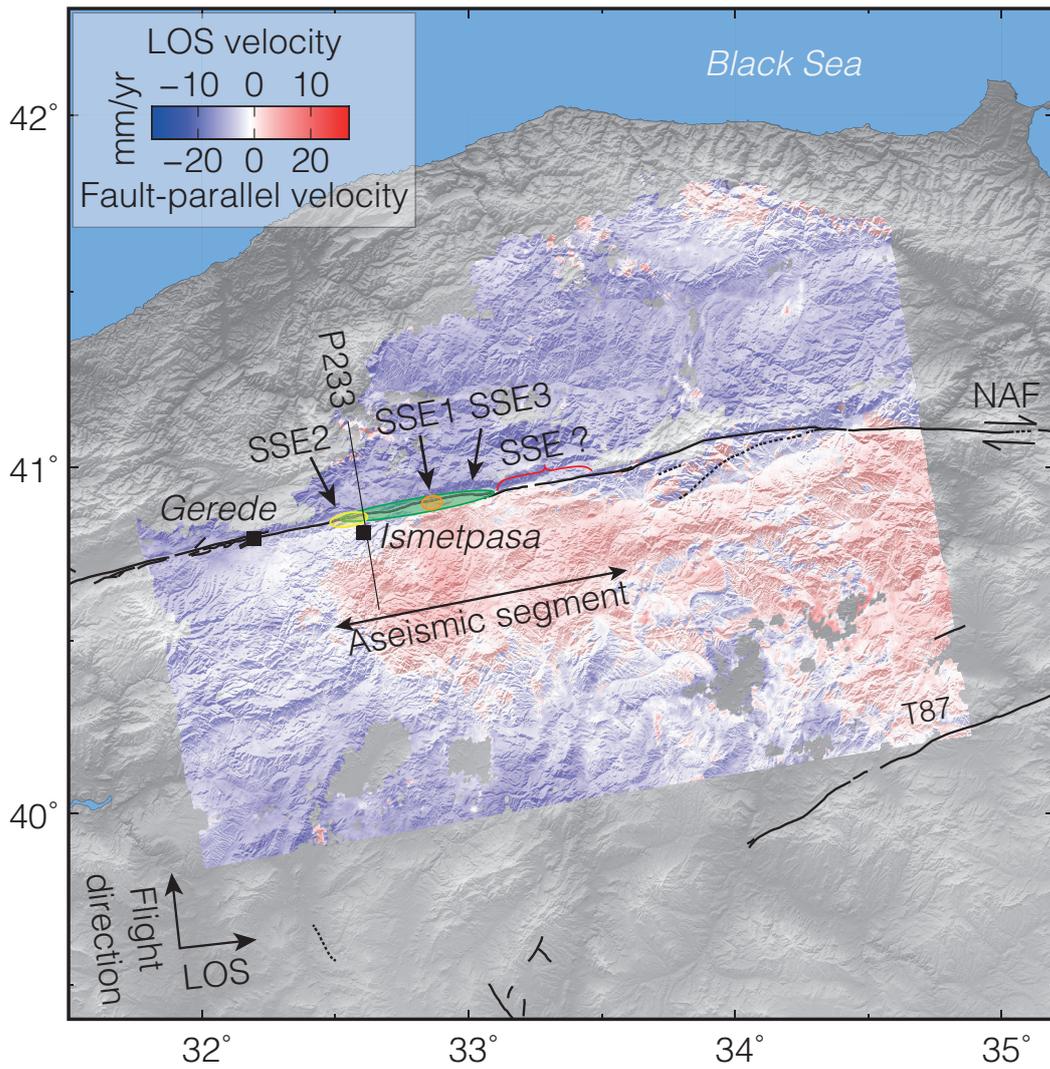


FIGURE 4.17 – Spatial extents of the three slow slip events detected in the time series of aseismic slip along the fault (see Table 4.1 for characteristics).

the eastern aseismic section, from August 2017 until February 2018 (P268-P275).

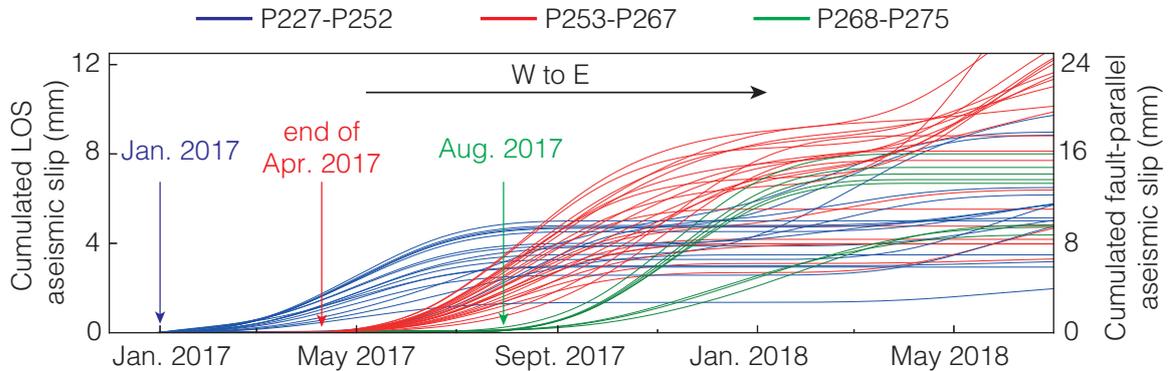


FIGURE 4.18 – Eastward propagation of the 3rd slow slip event detected using a spline fitting function. The fault begins to slip in the western part of the aseismic section, from profiles 227 to 252 (blue color), and then migrates toward the eastern section in two steps, first from profiles 253 to 267 (red color), and second from profiles 268 to 275 (green colors). Locations of specific profiles are shown in Figure 4.8).

The detection of three slow slip events along the central segment of the North Anatolian fault supports that aseismic slip is episodic rather than constant in time along this segment, as previously highlighted by the study of [Rousset et al. \(2016\)](#). Moreover, our results illustrate the diversity of slow slip events occurring along the central segment of the North Anatolian fault, in terms of durations, ranging here from 6 months to more than 1 year and in terms of locations along the aseismic segment.

4.6 Discussion

We propose below some bullet points of discussion in regard to our results.

- *Is the aseismic slip rate constant in time?*

Thanks to high-resolution dataset of Sentinel-1 constellation (1 acquisition every 6 days), we have detected, at least, three slow slip events along the aseismic segment of the NAF. While a previous slow slip event was reported by [Rousset et al. \(2016\)](#) and creep meters have shown, locally, the burst-like nature of slow slip along the North Anatolian fault, our observations confirm that aseismic slip is not constant in time but made of several months-long transient events. The cumulative displacement associated to the three

detected slow slip events equals that corresponding to a mean aseismic slip rate of ~ 1 cm/yr, suggesting the fault slips aseismically episodically rather than through a stable, steady slip, thus revoking the previous mechanical developed for this segment (Kaneko et al., 2013; Cetin et al., 2014).

We can go back to the previous analysis of aseismic slip rates, for instance documented in the paper of Altay & Sav (1991) (cf. Figure 4.3a). Actually, these creep meter data also show that aseismic slip rate is not constant in time since, at least, 1982, but made of months long-term events of slip.

Later, it would be useful to developed an automatic detection method of small scale displacements, to search for transient events in InSAR time series, thus allowing to complete our sparse catalogue of slow slip events, in order to better understand the differences between seismic and aseismic slip mechanisms.

□ *Is the aseismic slip rate decreasing over time ?*

Our estimations of mean velocities are consistent with previous studies, both with ALOS and Sentinel-1 datasets, and seems to indicate that aseismic slip rate decreases since the last rupture in 1944, following a postseismic relaxation decay (Figure 4.19a). Nevertheless, the presence of slow slip events, detected in Sentinel-1 time series, suggests that the fault slips occasionally during several months and is otherwise locked. Thus aseismic slip rate consists of serie of bursts, where slip accelerates within months and then stops, rather than a continuous slip over time (Figure 4.19b). The decrease of aseismic slip rate in time may be explained either by a decrease in the number of SSEs over time, or/and a decrease in the amount of slip produced by each event.

Averaging the cumulative displacement of the three detected slow slip events leads to a mean velocity of 8 mm/yr, as that inferred by many studies at Ismetpasa. Hence, if we are interested about long time scales (interseismic period), we may assume a constant aseismic slip rate. To the contrary, if we study small time scales processes (coseismic period), we have to consider that aseismic slip is not constant in time but made of months-long events of slip.

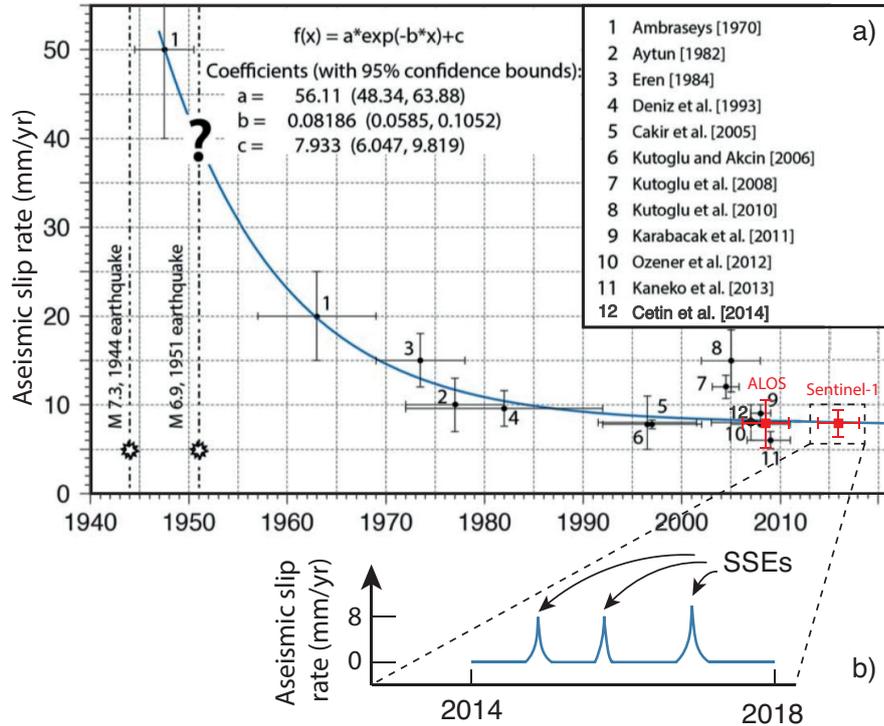


FIGURE 4.19 – a) History of the aseismic slip rate over time, estimated by various measurements, at Ismetpasa. Horizontal bars are temporal coverages of the measurements, vertical bars represents the associated errors. The first hypothesis is that aseismic slip rate decreases over time since the last rupture in 1944, following an exponential postseismic slip, until reaching a constant value of 8 mm/yr over the last 10 years. Aseismic slip rates estimated in our InSAR study are consistent with previous studies (red color) (Cetin et al., 2014). b) Our results suggest aseismic slip is episodic rather constant in time, and made of transient events, thus aseismic slip consists of a serie of bursts (accelerations) rather than a continuous line.

□ *Is the central segment of the NAF prone to a seismic rupture ?*

Our InSAR study suggests that mean aseismic slip rate along the 90 km-long aseismic section of the NAF (32.4°-33.7°) is ~1 cm/yr between 2014 and 2018. Thus, aseismic slip is not fast enough to release stresses accumulating through tectonic loading (rate of ~2.4 cm/yr, Barka & Reilinger, 1997; Reilinger et al., 1997; McClusky et al., 2000; Reilinger et al., 2006). Around, at least, 1.4 cm/yr of slip deficit accumulates along this segment since 2014 (corresponding to an accumulation of displacement equals to 7 cm since 2014). Therefore, the more the years go by, the more the displacement accumulates along the fault, the more the fault is prone to a potential seismic rupture, thus allowing to release the accumulated energy over time. We estimate that this deficit in the slip budget corresponds to around 1 or 2 slow slip events every year. Finally, this is only valid for the subsurface portion of the fault and does not account for potential variations of aseismic slip rate with depth.

Conclusions and perspectives

Sommaire

5.1	General conclusions	149
5.2	Local perspectives	151
5.3	Global perspectives	151

5.1 General conclusions

During the 3 years of my PhD, I focused on characterizing the aseismic behavior of one of the largest strike-slip fault on Earth, the North Anatolian fault, in Turkey. The main goal was to detect and measure by InSAR potential slow slip events along its central segment, located near the small city of Ismetpasa, and to analyze the spatial and temporal evolution of interseismic deformation along this segment. However, measuring such fine displacements (1 mm to 1 cm), especially over large spatial coverage (~ 300 km), requires some important methodological developments, especially in terms of reduction of noises in InSAR. Thus, the goal of my 3-years PhD was dual, including two major topics.

First, I was in charged of the development and the implementation of interferometric signal correction methods, within the ISCE processing chain (Gurrola *et al.*, 2010). I therefore quantitatively studied effects of three high resolution atmospheric models, HRES, ERA-Interim and ERA-5 global atmospheric models, on the tropospheric corrections of an interferogram network. I highlighted that ERA-5, the latest model released by ECMWF, is the most efficient ECMWF has produced so far, especially in mountaineous regions, where atmospheric effects are more important. It allows us to correct efficiently more than 80% of interferograms, while the remaining 20% may be related to poor estimates of the model for the corresponding days. Additionally, I have shown that unwrapping errors of the interferometric phase may strongly affect the results of InSAR time series analysis. These errors introduce biases on the estimated velocities, that can reach 2 cm/yr. The bias introduced on the InSAR measurement is therefore impressive, especially for the North Anatolian fault, where the tectonic loading is about 2.5 cm/yr. I therefore developed, in col-

laboration with Béatrice Pinel-Puysségur (CEA¹) and Romain Jolivet (ENS²), an innovative algorithm, called CorPhU, that automatically corrects almost all unwraping errors from a large interferogram dataset, such as those of Sentinel-1 satellites. Hence, we do not need any more a visual inspection of interferograms, a rather painful process.

The detection and the measurement of small-scale surface deformations expected along the Anatolian North fault during the interseismic period required the methodological approach described above. My work was to construct maps of mean deformation velocities covering the central section of the fault over periods from 2007 to 2011, using data acquired by ALOS satellite, and from 2014 to 2018, using images acquired by Sentinel-1 satellites. I then performed time series analysis to reconstruct the temporal evolution of the deformation over these two periods of time. I have shown that aseismic slip is localized along a 100 km-long section of the fault, which slips aseismically mainly episodically rather than continuously. I detected at least three slow slip events between 2015 and 2018. During these events, the fault slips for 6 months to 1 year, generating about 1 cm of surface deformation. Observations of such events, not so much observed because of their small size and their long duration, help us to complete the poorly documented catalogue of slow earthquakes along continental faults, mainly detected by geodetic data, in order to fill in the gap between aseismic and seismic earthquakes. Those results underline that combining InSAR with efficient methodological tools (reduction of noise) helps us to see more and more small-scale deformations, and to complement more and more this catalog.

These conclusions raise many questions about the behavior of this fault. Is the observed aseismic slip permanent or transient at the scale of the seismic cycle? What are the implications of aseismic slip in terms of seismic hazard in the region? In other words, can these slow slip events trigger a major earthquake? Or to the contrary, do they allow to avoid a seismic rupture? Which processes trigger these slow slip events? More generally, which parameters control the aseismic behavior of this segment of the fault?

Although this study confirms the ability of InSAR to study small-scale surface deformations occurring during the interseismic period, there is still a lot of work to do to get a better understanding of the physical mechanisms behind the aseismic behavior. In future works, we will integrate these observations into mechanical models, considering the lateral and depth variations of the aseismic slip, the fault geometry and the complexity of the fault zone, the geology, the impact of fluids, the local state of stress, etc.

1. Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives
2. Ecole Normale Supérieure de Paris

5.2 Local perspectives

During the summer of 2016, we installed 4 permanent GPS stations near the small city of Ismetpasa, on both sides of the aseismic slip segment of the fault, complementing the turkish network composed of 21 other stations (Figure 5.1). This network is still being expanded, with a campaign of installation every year. The network now counts 19 stations, all located less than 5 km away from the fault, in order to better characterize slow slip events along the North Anatolian fault. In particular, it would be fundamental to document the temporal behavior of the initiation and termination of these events with higher accuracy than what is allowed by InSAR data.

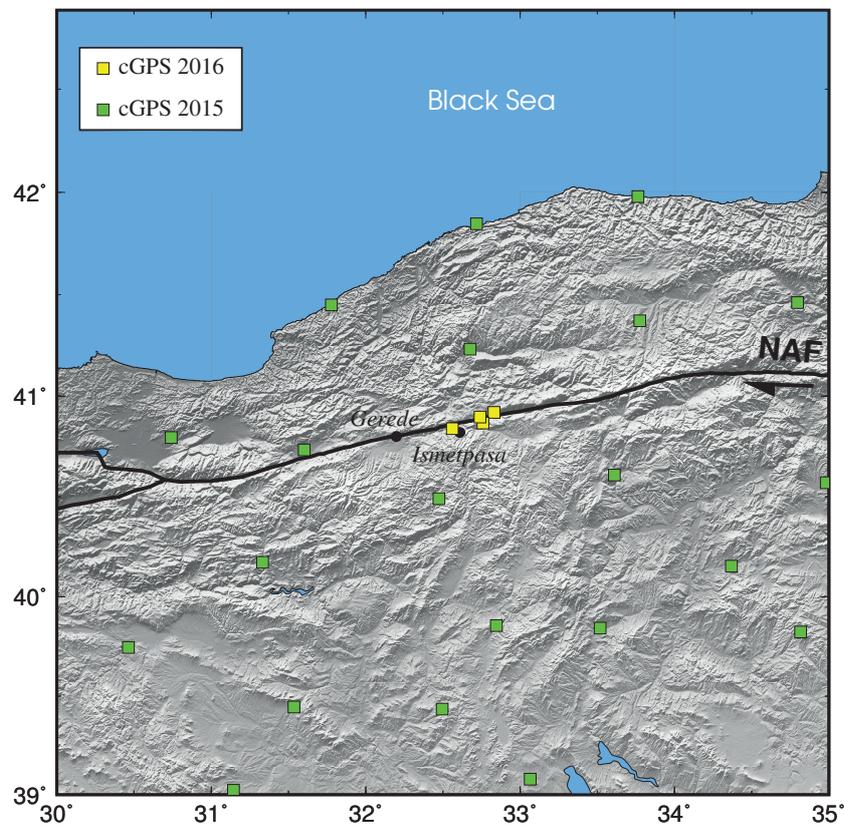


FIGURE 5.1 – Permanent GPS stations installed along the central segment of the North Anatolian fault. The turkish network is represented by green squares, and our network by yellow squares.

5.3 Global perspectives

One of the main conclusions of this PhD is that we need to reduce errors on the InSAR measurements, to be able to measure finely surface deformation. The smaller

the surface deformation we aim at detecting, the lower the associated uncertainties must be. We therefore need high resolution InSAR data, and powerful and efficient tools to correct associated errors.

Within a few years, new constellations of satellites, exclusively dedicated to InSAR, will be launched by several spatial agencies. This new generation of satellites will have better spatio-temporal resolutions than the actual satellites, which are already very high. For instance, Sentinel-1C and Sentinel-1D will have a revisit time of 1 day, compared to 6 days with satellites Sentinel-1A and Sentinel-1B. Another example is that the next ALOS-4 satellite will cover a 700 km-long region in a single acquisition, compared to 250 km for actual Sentinel-1 satellites. This will further extend the scope of InSAR to new applications, in particular to detect and follow the movement of objects (e.g. ships, buildings, etc.) or the deformation of the ground smaller and smaller, or to be used during major natural event disasters (e.g. landslides, flooding, etc.) in order to map the related damage or the major issues.

To support these major improvements, we must therefore continue our efforts in two directions. First, I believe space agencies should allow users to port calculations on their supercomputers, instead of downloading and store SAR data ourselves, a useless, time-consuming and cost-ineffective process. The two main benefits are less time wasted at retrieving data, and less required fundings. Second, although “click-button” softwares (GUI type tools) already exist for the download of interferograms over any place on Earth, for instance using the COMET-LiCS Sentinel-1 InSAR portal³ (González et al., 2016), that we can additionally correct, for instance from atmospheric effects using the GACOS platform⁴ (Yu et al., 2018a,b, 2017), no online tool has been yet developed to image surface deformation over time.

I would like to conclude this PhD asking one question. Can we follow this development of new satellites, always more efficient than others, with more and more numerous and voluminous data? Maybe the emergence, within a few years, of quantum computers will relay our supercomputers to the prehistoric age. Indeed, some research at big technology companies, such as Google, leads me to believe that we are at the dawn of the quantum revolution. These companies argue that searching one element within ten thousand data would require only a hundred steps, against ten thousand for a traditional computer, or that a calculation lasting 10 000 years with a conventional computer would only take 3 minutes with a quantum computer, this would be a revolution in all domains, and InSAR cannot miss that train.

Future (which is full of promise) will tell...

3. <https://comet.nerc.ac.uk/COMET-LiCS-portal/>

4. <http://ceg-research.ncl.ac.uk/v2/gacos/>

One day, I will say "I DID IT"

Appendix to chapter 4

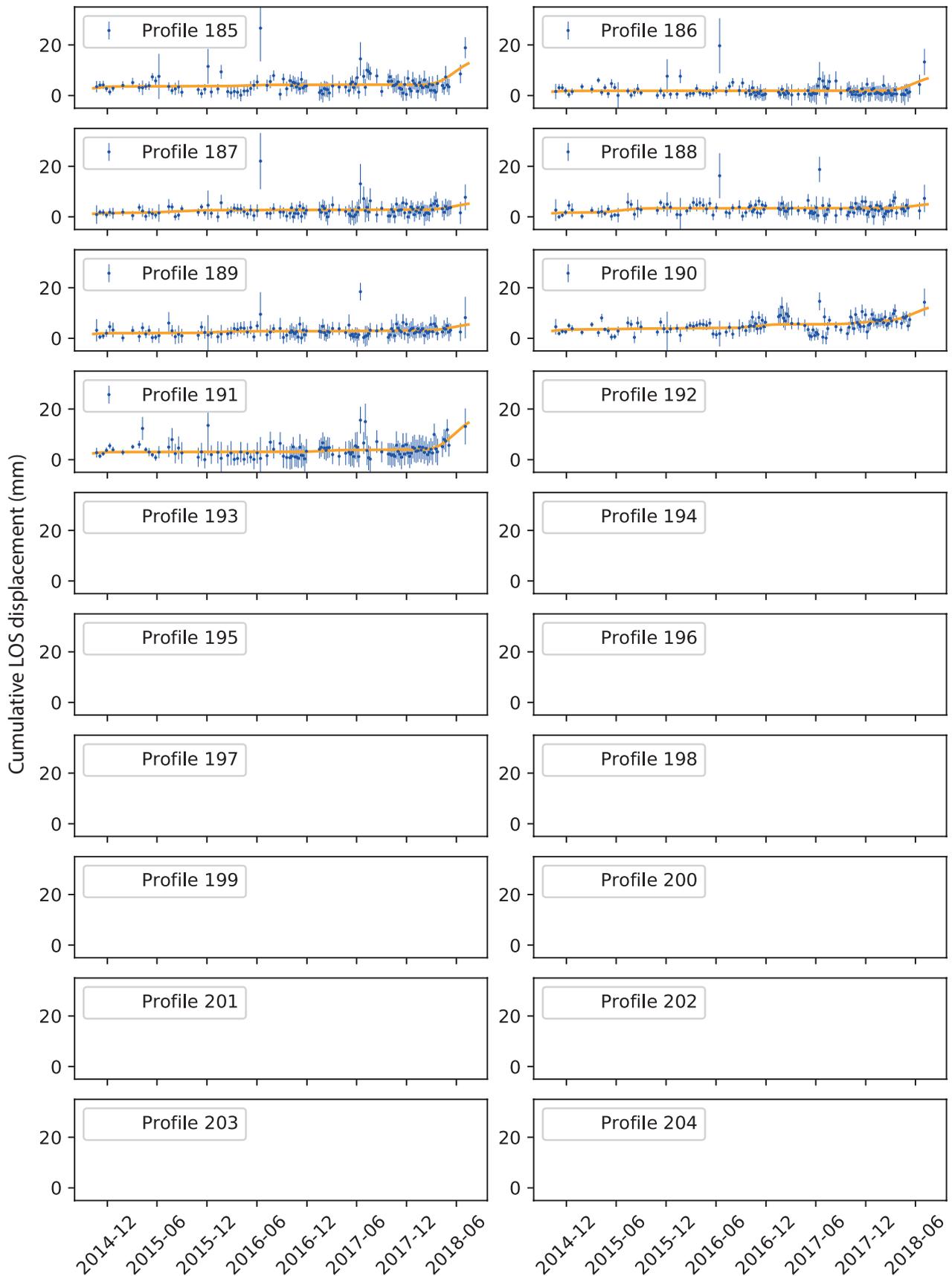


FIGURE 5.2 – Time series of aseismic slip along fault perpendicular profiles estimated from Sentinel-1 data.

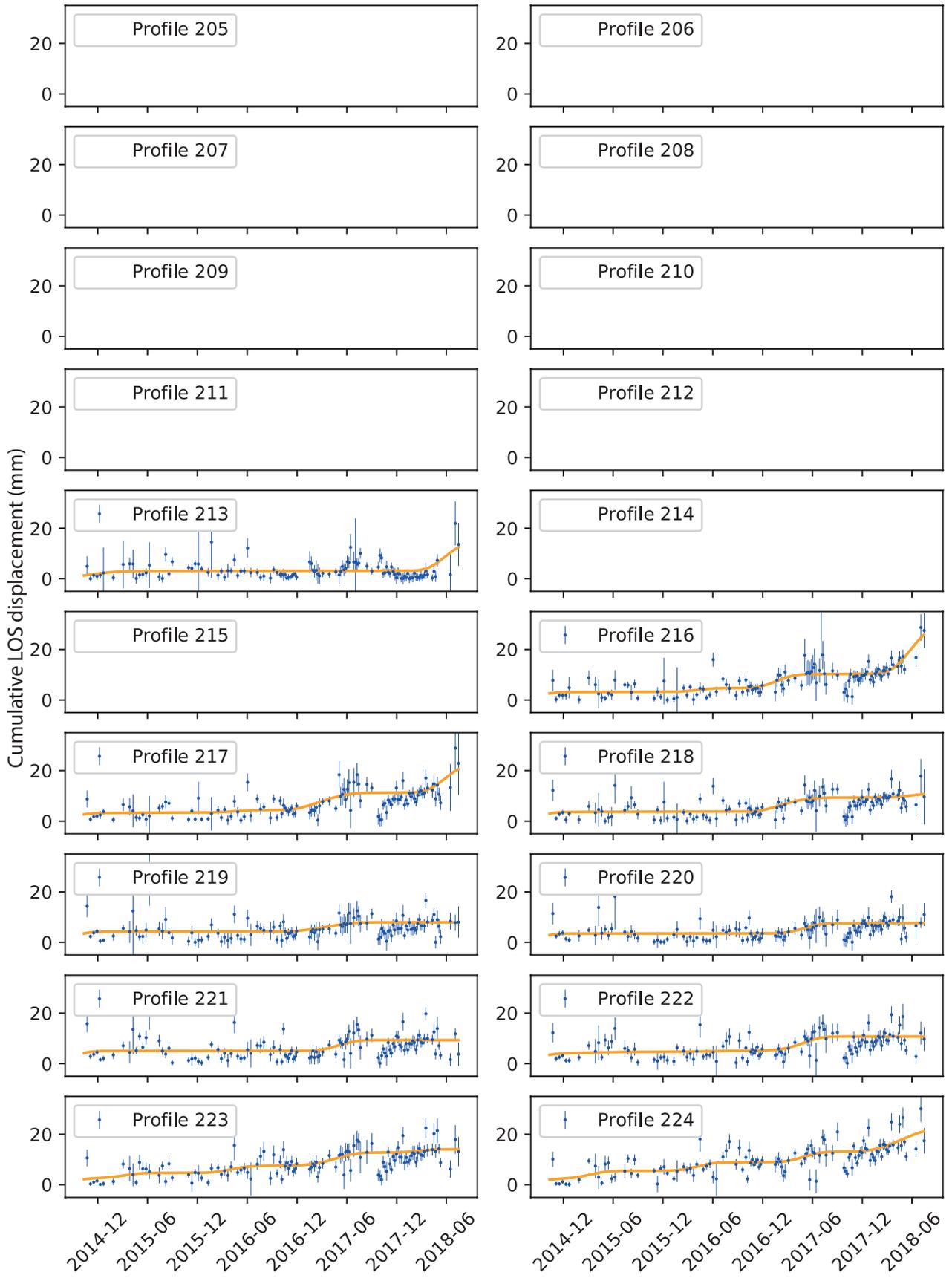


FIGURE 5.3 – Time series of aseismic slip along fault perpendicular profiles estimated from Sentinel-1 data.

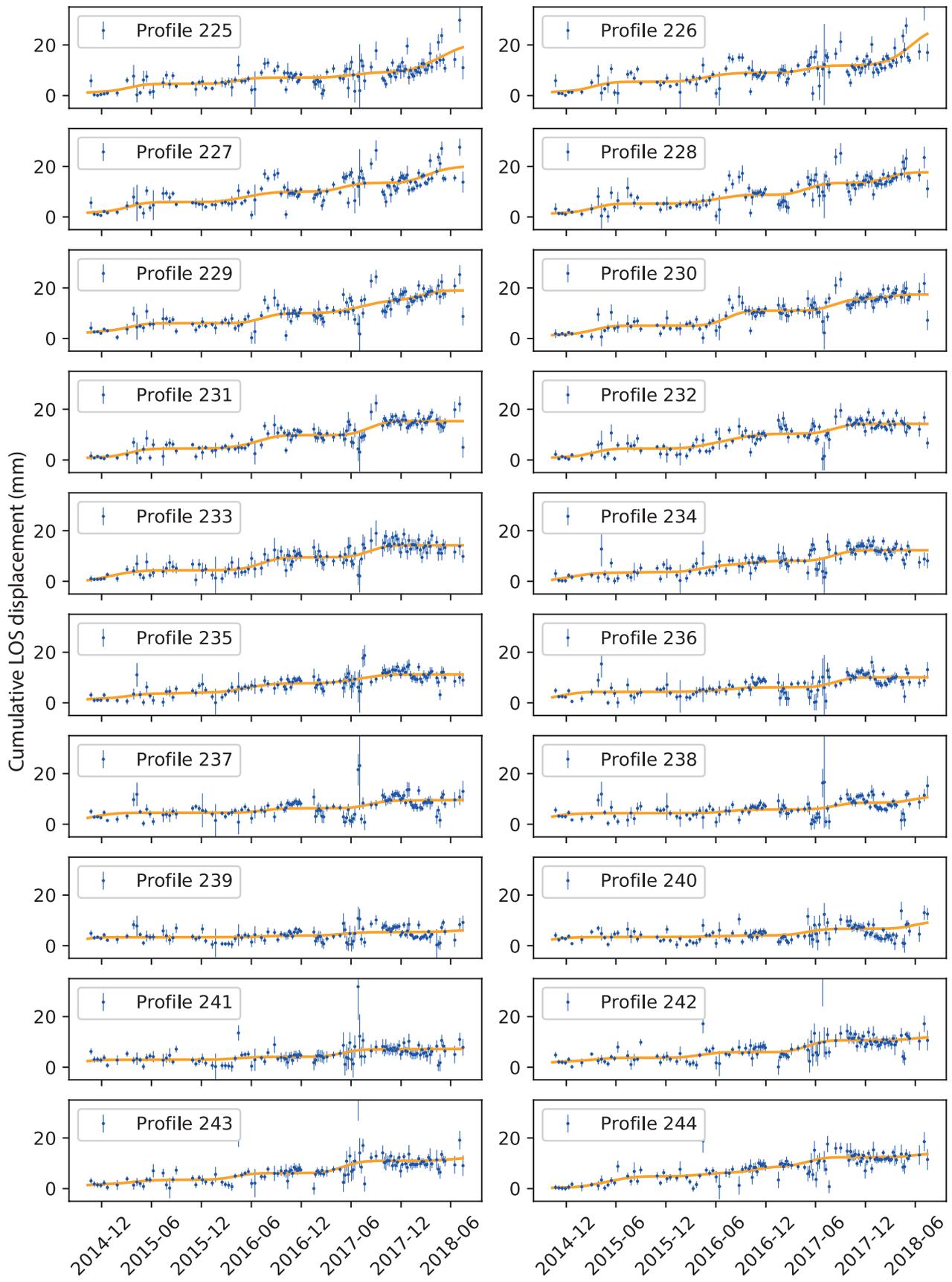


FIGURE 5.4 – Time series of aseismic slip along fault perpendicular profiles estimated from Sentinel-1 data.

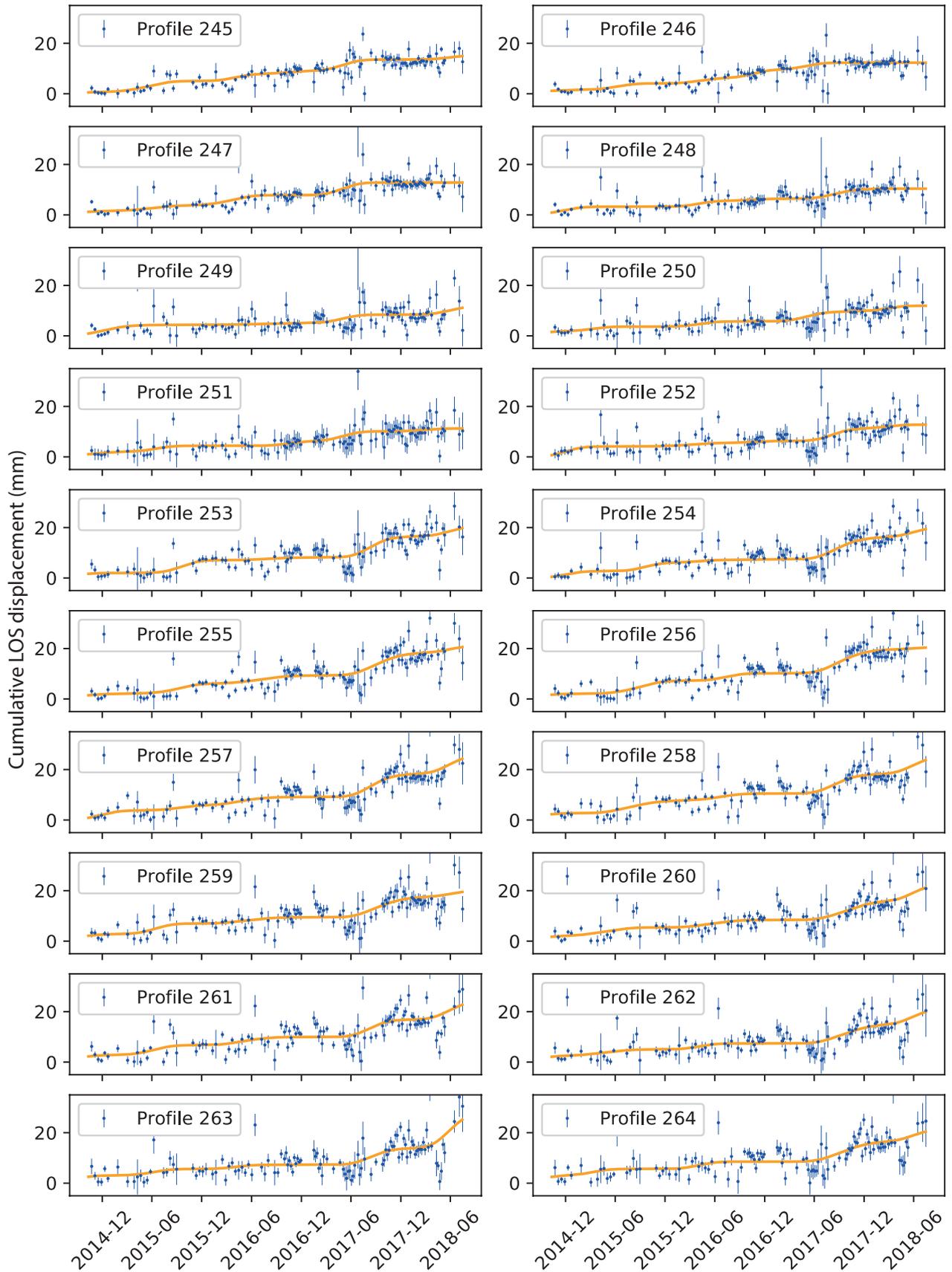


FIGURE 5.5 – Time series of aseismic slip along fault perpendicular profiles estimated from Sentinel-1 data.

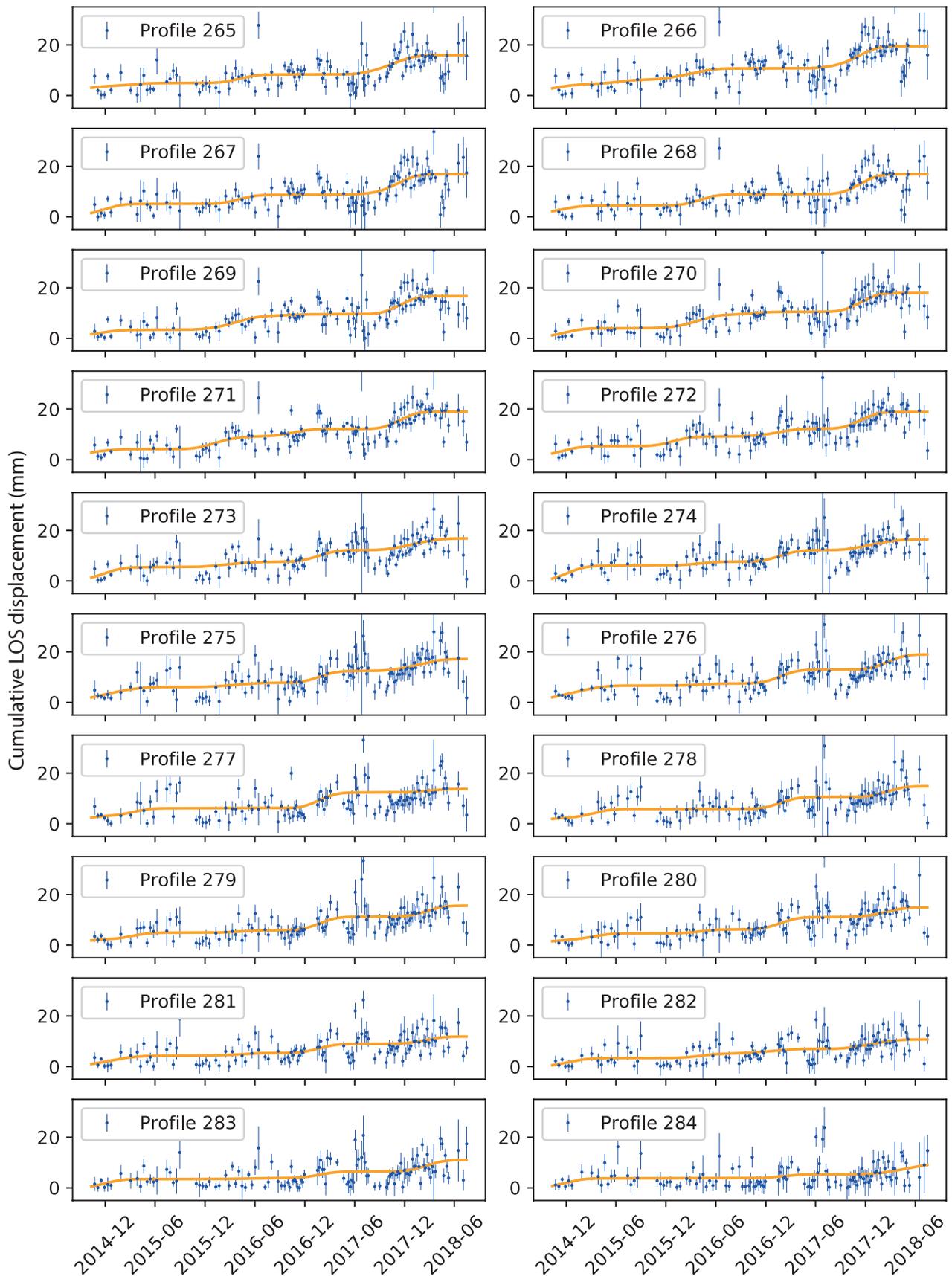


FIGURE 5.6 – Time series of aseismic slip along fault perpendicular profiles estimated from Sentinel-1 data.

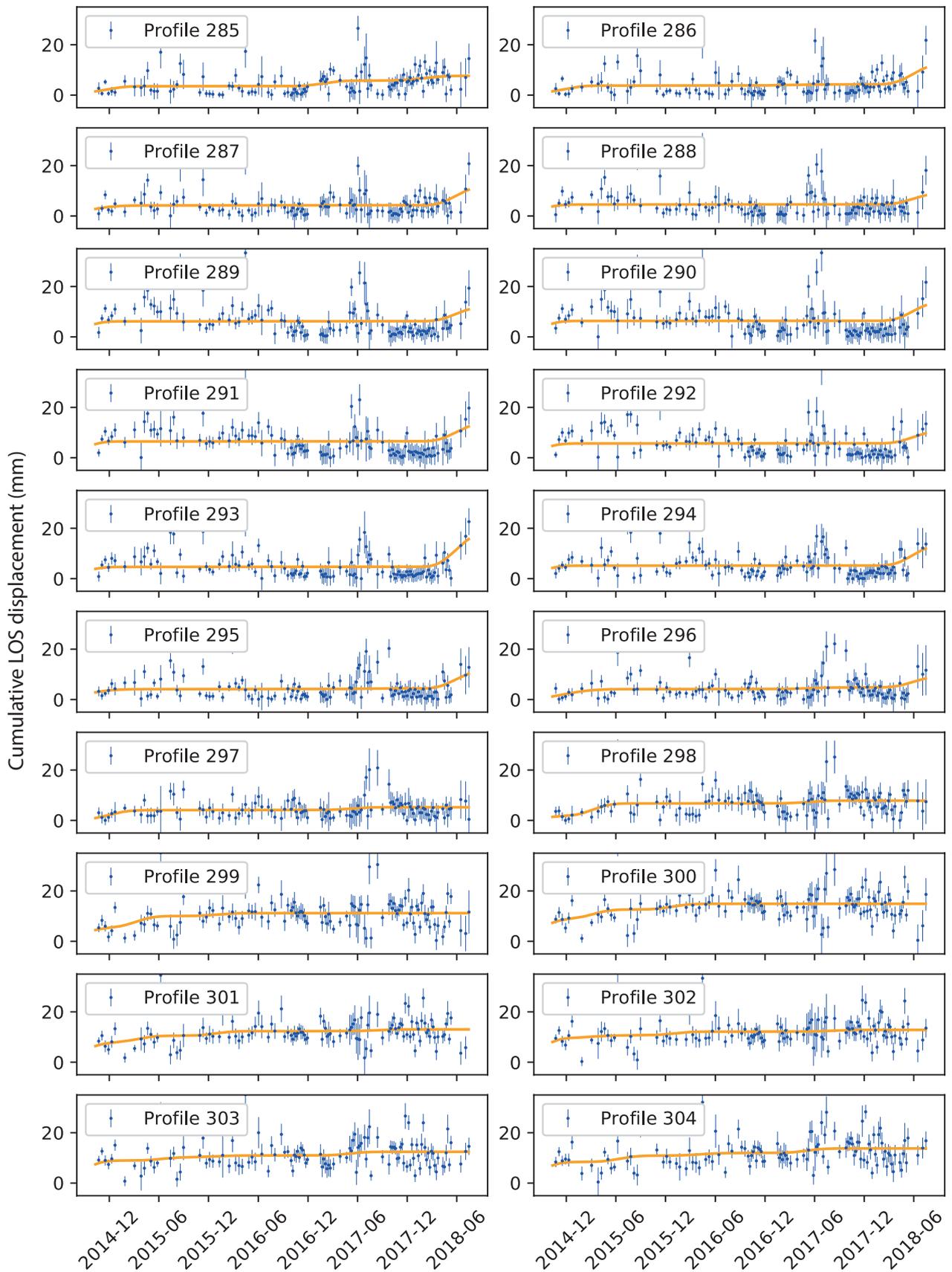


FIGURE 5.7 – Time series of aseismic slip along fault perpendicular profiles estimated from Sentinel-1 data.

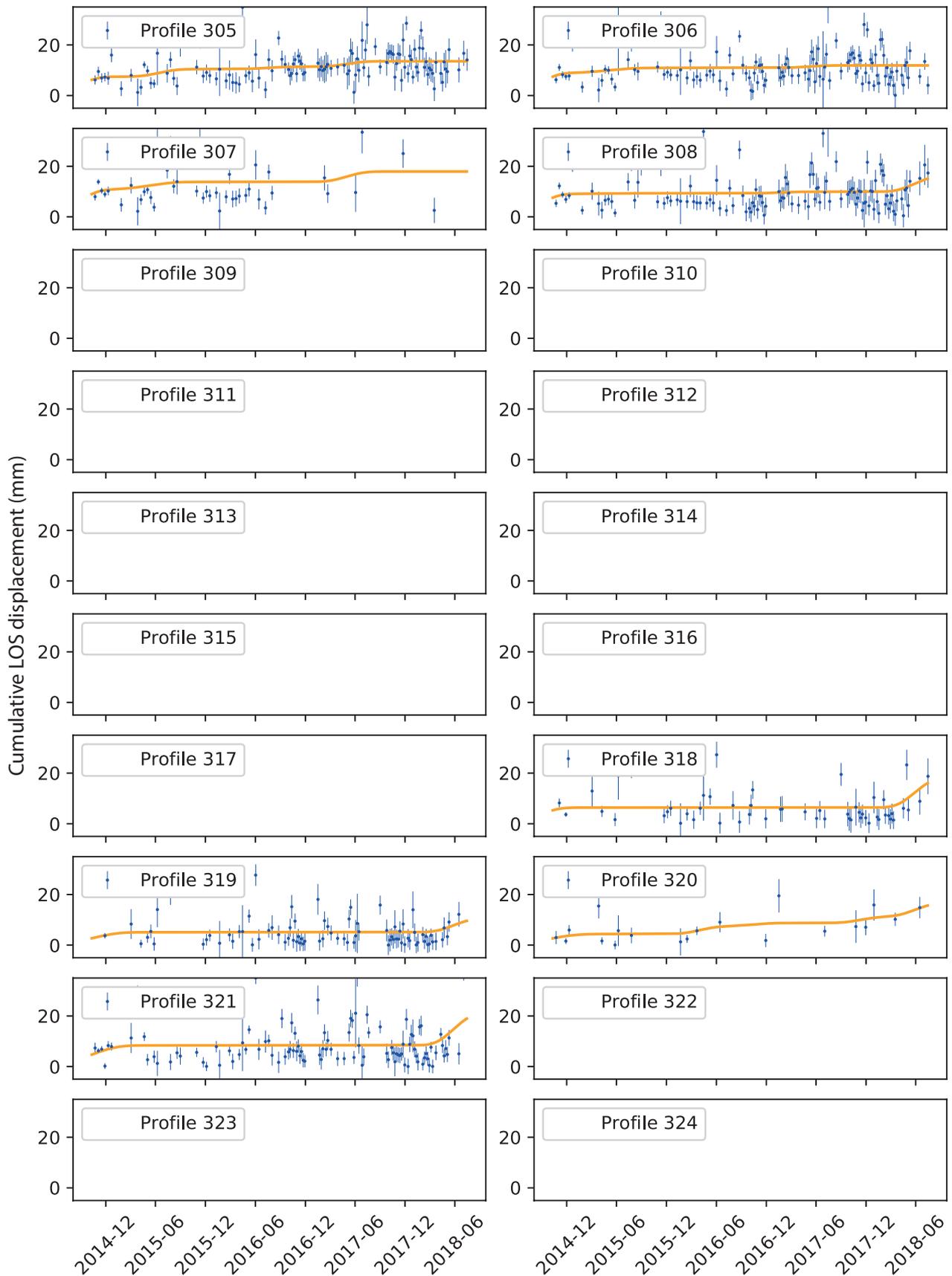


FIGURE 5.8 – Time series of aseismic slip along fault perpendicular profiles estimated from Sentinel-1 data.

Bibliographie

- Agram, P., Jolivet, R., & Simons, M., 2012. Generic InSAR Analysis Toolbox (GIAnt) - User Guide, <http://earthdef.caltech.edu>. (Cité en pages 117 et 130.)
- Agram, P. S. & Zebker, H., 2010. Edgelist phase unwrapping algorithm for time series InSAR analysis, *J. Opt. Soc. Am. A*, **27**(3). (Cité en page 108.)
- Agram, P. S., Jolivet, R., Riel, B., Lin, Y. N., Simons, M., Hetland, E., Doin, M.-P., & Lasserre, C., 2013. New radar interferometric time series analysis toolbox released, *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, **94**(7), 69–70. (Cité en page 84.)
- Albino, F., Biggs, J., & Syahbana, D. K., 2019. Dyke intrusion between neighbouring arc volcanoes responsible for 2017 pre-eruptive seismic swarm at Agung, *Nat. Commun.*, **10**(1). (Cité en page 82.)
- Altay, C. & Sav, H., 1991. Continuous creep measurement along the North Anatolian fault zone, (in Turkish), *Turk. Jeol. Kurult. Bul.*, **6**, 77–84. (Cité en pages 11, 124, 126, 127, 146 et 195.)
- Ambraseys, N., 1970. Some characteristic features of the Anatolian fault zone, *Tectonophysics*, **9**(2-3), 143–165. (Cité en pages 5, 11, 124, 125, 126, 127 et 194.)
- Aslan, G., 2019. Monitoring of surface deformation in northwest Turkey from high-resolution InSAR : focus on tectonic aseismic slip and subsidence, *PhD Manuscr.*. (Cité en pages 126 et 194.)
- Aslan, G., Lasserre, C., Cakir, Z., Ergintav, S., Ozarpaci, S., Dogan, U., Bilham, R., & Renard, F., 2019. Shallow creep along the 1999 Izmit earthquake rupture (Turkey) from GPS and high temporal resolution interferometric synthetic aperture radar data (2011-2017), *J. Geophys. Res.*, **124**(2), 2218–2236. (Cité en pages 6, 7 et 124.)
- Aytun, A., 1982. Creep measurements in the Ismetpasa region of the North Anatolian fault zone, *Proceedings, Multidisciplinary Approach to Earthq. Predict.*, pp. 279–292. (Cité en pages 5 et 185.)
- Bamler, R. & Eineder, M., 2005. Accuracy of differential shift estimation by correlation and split-bandwidth interferometry for wideband and delta-k SAR systems, *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, **2**(2), 151–155. (Cité en pages 43 et 61.)
- Bamler, R. & Hartl, P., 1998. Synthetic aperture radar interferometry, *Inverse Probl.*, **14**. (Cité en page 44.)
- Barka, A., 1996. Slip distribution along the North Anatolian fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **86**(5), 1238–1254. (Cité en pages 11, 124, 125 et 194.)

- Barka, A., Akyüz, H., Altunel, E., Sunal, G., Cakir, Z., Dikbas, A., Yerli, B., Armijo, R., Meyer, B., de Chabalier, J.-B., Rockwell, T., Dolan, J., Hartleb, R., Dawson, T., Christofferson, S., Tucker, A., Fumal, T., Langridge, R., Stenner, H., Lettis, W., Bachhuber, J., & Page, W., 2002. The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 Izmit earthquake (M 7.4), North Anatolian fault, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **92**(1), 43–60. (Cité en pages 11, 124, 125 et 194.)
- Barka, A. A. & Reilinger, R., 1997. Active tectonics of the Eastern Mediterranean region : deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Ann. Geophys.*, **40**(3), 587–610. (Cité en pages 124 et 147.)
- Barnhart, B., 2019. Earthquake cycle block models updated with an imaging geodesy flavor, *Tweet*. (Cité en pages 4 et 185.)
- Barnhart, W. D., 2017. Fault creep rates of the Chaman fault (Afghanistan and Pakistan) inferred from InSAR, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **122**(1), 372–386. (Cité en page 7.)
- Béjar-Pizarro, M., Socquet, A., Armijo, R., Carrizo, D., Genrich, J., & Simons, M., 2013. Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone, *Nat. Geosci.*, **6**(6), 462–467. (Cité en pages 58 et 82.)
- Benoit, A., Pinel-Puysségur, B., Jolivet, R., & Lasserre, C., 2019. An algorithm based on phase closure for the correction of unwrapping errors in SAR interferometry, *Geophys. J. Int.*, (under review). (Cité en pages 45, 46, 47, 64 et 82.)
- Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., & Sansosti, E., 2002. A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **40**(11), 2375–2383. (Cité en pages 69, 72, 73 et 191.)
- Biggs, J., Wright, T., Lu, Z., & Parsons, B., 2007. Multi-interferogram method for measuring interseismic deformation : Denali Fault, Alaska, *Geophys. J. Int.*, **170**(3), 1165–1179. (Cité en page 53.)
- Bilham, R., Ozener, H., Mencin, D., Dogru, A., Ergintav, S., Cakir, Z., Aytun, A., Aktug, B., Yilmaz, O., Johnson, W., & Mattioli, G., 2016. Surface creep on the North Anatolian Fault at Ismetpasa, Turkey, 1944-2016, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **121**(10), 7409–7431. (Cité en pages 7, 11, 124, 126, 127, 135 et 143.)
- Brace, W. F. & Byerlee, J. D., 1966. Stick-Slip as a Mechanism for Earthquakes, *Science (80-)*, **153**(3739), 990–992. (Cité en pages 4 et 5.)
- Brcic, R., Parizzi, A., Eineder, M., Bamler, R., & Meyer, F., 2010. Estimation and compensation of ionospheric delay for SAR interferometry, in *2010 IEEE Int. Geosci. Remote Sens. Symp.*, no. 3, pp. 2908–2911, IEEE. (Cité en pages 61, 62, 82, 130 et 190.)

- Bürgmann, R., 2018. The geophysics, geology and mechanics of slow fault slip, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **495**, 112–134. (Cité en pages 6 et 185.)
- Bürgmann, R., Rosen, P. A., & Fielding, E. J., 2000. Synthetic aperture radar interferometry to measure earth’s surface topography and its deformation, *Annu.*, **28**, 169–209. (Cité en page 128.)
- Byerlee, J. D., 1970. The mechanics of stick-slip, *Tectonophysics*, **9**, 475–486. (Cité en pages 4 et 6.)
- Cakir, Z., de Chabalier, J.-B., Armijo, R., Meyer, B., Barka, A., & Peltzer, G., 2003. Coseismic and early post-seismic slip associated with the 1999 Izmit earthquake (Turkey), from SAR interferometry and tectonic field observations, *Geophys. J. Int.*, **155**(1), 93–110. (Cité en pages 11, 124, 125 et 194.)
- Cakir, Z., Akoglu, A., Belabbes, S., Ergintav, S., & Meghraoui, M., 2005. Creeping along the Ismetpasa section of the North Anatolian fault (Western Turkey) : Rate and extent from InSAR, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **238**(1-2), 225–234. (Cité en pages 124, 126, 127 et 140.)
- Cavalié, O., Doin, M.-P., Lasserre, C., & Briole, P., 2007. Ground motion measurement in the Lake Mead area, Nevada, by differential synthetic aperture radar interferometry time series analysis : Probing the lithosphere rheological structure, *J. Geophys. Res.*, **112**(B3). (Cité en pages 52, 82 et 120.)
- Cavalié, O., Lasserre, C., Doin, M.-P., Peltzer, G., Sun, J., Xu, X., & Shen, Z.-K., 2008. Measurement of interseismic strain across the Haiyuan fault (Gansu, China), by InSAR, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **275**(3-4), 246–257. (Cité en pages 53, 58 et 82.)
- Cetin, E., Cakir, Z., Meghraoui, M., Ergintav, S., & Akoglu, A. M., 2014. Extent and distribution of aseismic slip on the Ismetpasa segment of the North Anatolian Fault (Turkey) from Persistent Scatterer InSAR, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, **15**(7), 2883–2894. (Cité en pages 124, 126, 127, 128, 135, 140, 143, 146, 147, 195 et 197.)
- Champenois, J., 2011. Caractérisation des déformations tectoniques inter-sismiques de l’ le de Taiwan par interférométrie radar, *PhD Manuscr.*. (Cité en pages 52, 53, 189 et 190.)
- Champenois, J., Fruneau, B., Pathier, E., Deffontaines, B., Lin, K.-C., & Hu, J.-C., 2012. Monitoring of active tectonic deformations in the Longitudinal Valley (Eastern Taiwan) using Persistent Scatterer InSAR method with ALOS PALSAR data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **337-338**, 144–155. (Cité en page 81.)
- Chaussard, E. & Amelung, F., 2012. Precursory inflation of shallow magma reservoirs at west Sunda volcanoes detected by InSAR, *Geophys. Res. Lett.*, **39**(21). (Cité en pages 9 et 67.)

- Chaussard, E., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., & Amelung, F., 2014. Land subsidence in central Mexico detected by ALOS InSAR time-series, *Remote Sens. Environ.*, **140**, 94–106. (Cité en page 81.)
- Cheloni, D., De Novellis, V., Albano, M., Antonioli, A., Anzidei, M., Atzori, S., Avallone, A., Bignami, C., Bonano, M., Calcaterra, S., Castaldo, R., Casu, F., Cecere, G., De Luca, C., Devoti, R., Di Bucci, D., Esposito, A., Galvani, A., Gambino, P., Giuliani, R., Lanari, R., Manunta, M., Manzo, M., Mattone, M., Montuori, A., Pepe, A., Pepe, S., Pezzo, G., Pietrantonio, G., Polcari, M., Riguzzi, F., Salvi, S., Sepe, V., Serpelloni, E., Solaro, G., Stramondo, S., Tizzani, P., Tolomei, C., Trasatti, E., Valerio, E., Zinno, I., & Doglioni, C., 2017. Geodetic model of the 2016 Central Italy earthquake sequence inferred from InSAR and GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, **44**(13), 6778–6787. (Cité en page 81.)
- Chen, A. C. & Zebker, H. A., 2014. Reducing ionospheric effects in InSAR data using accurate coregistration, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **52**(1), 60–70. (Cité en page 60.)
- Chen, C. W. & Zebker, H. A., 2000. Network approaches to two-dimensional phase unwrapping : intractability and two new algorithms, *J. Opt. Soc. Am. A*, **17**(3), 401–414. (Cité en pages 44, 45 et 47.)
- Chen, C. W. & Zebker, H. A., 2001. Two-dimensional phase unwrapping with use of statistical models for cost functions in nonlinear optimization, *J. Opt. Soc. Am. A*, **18**(2), 338–351. (Cité en pages 45, 47 et 108.)
- Costantini, M., 1998. A novel phase unwrapping method based on network programming, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **36**(3), 813–821. (Cité en pages 44, 45, 46, 47 et 108.)
- Daout, S., Doin, M.-P., Peltzer, G., Lasserre, C., Socquet, A., Volat, M., & Sudhaus, H., 2018. Strain partitioning and present-day fault kinematics in NW Tibet from Envisat SAR interferometry, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **123**(3), 2462–2483. (Cité en pages 57 et 82.)
- De Zan, F. & Monti Guarnieri, A., 2006. TOPSAR : Terrain observation by progressive scans, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **44**, 2352–2360. (Cité en page 27.)
- De Zan, F., Zonno, M., & Lopez-Dekker, P., 2015. Phase inconsistencies and multiple scattering in SAR interferometry, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **53**(12), 6608–6616. (Cité en pages 49, 109 et 111.)
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., H lm, E. V., Isaksen, L., K llberg, P., K hler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz,

- B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., & Vitart, F., 2011. The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**(656), 553–597. (Cité en page 85.)
- Delacourt, C., Briole, P., & Achache, J. A., 1998. Tropospheric corrections of SAR interferograms with strong topography. Application to Etna, *Geophys. Res. Lett.*, **25**(15), 2849–2852. (Cité en pages 57, 59 et 82.)
- Doin, M.-P., Lasserre, C., Peltzer, G., Cavalié, O., & Doubre, C., 2009. Corrections of stratified tropospheric delays in SAR interferometry : Validation with global atmospheric models, *J. Appl. Geophys.*, **69**(1), 35–50. (Cité en pages 84 et 115.)
- Doin, M.-P., Lodge, F., Guillaso, S., Jolivet, R., Lasserre, C., Ducret, G., Grandin, R., Pathier, E., & Pinel, V., 2011. Presentation of the small baseline NSBAS processing chain on a case example : the Etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using Envisat data, *Proc. ESA Fringe 2011 Work.*, pp. 19–23. (Cité en pages 69, 82, 115 et 117.)
- Dong, J., Zhang, L., Li, M., Yu, Y., Liao, M., Gong, J., & Luo, H., 2018. Measuring precursory movements of the recent Xinmo landslide in Mao County, China with Sentinel-1 and ALOS-2 PALSAR-2 datasets, *Landslides*, **15**(1), 135–144. (Cité en pages 28 et 67.)
- Dragert, H., 2001. A silent slip event on the deeper cascadia subduction interface, *Science (80-.)*, **292**(5521), 1525–1528. (Cité en page 6.)
- Ducret, G., Doin, M.-P., Grandin, R., Lasserre, C., & Guillaso, S., 2014. DEM corrections before unwrapping in a small baseline strategy for InSAR time series analysis, *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, **11**(3), 696–700. (Cité en page 115.)
- Elias, A., Tapponnier, P., Singh, S. C., King, G. C., Briaies, A., Daëron, M., Carton, H., Sursock, A., Jacques, E., Jomaa, R., & Klinger, Y., 2007. Active thrusting offshore Mount Lebanon : source of the tsunamigenic A.D. 551 Beirut-Tripoli earthquake, *Geology*, **35**(8). (Cité en page 114.)
- Elliott, J., Walters, R., & Wright, T., 2016. The role of space-based observation in understanding and responding to active tectonics and earthquakes, *Nat. Commun.*, **7**(1). (Cité en pages 10 et 108.)
- Elliott, J. R., Biggs, J., Parsons, B., & Wright, T. J., 2008. InSAR slip rate determination on the Altyn Tagh Fault, northern Tibet, in the presence of topographically correlated atmospheric delays, *Geophys. Res. Lett.*, **35**(12). (Cité en pages 57, 58, 59 et 82.)
- Farr, T. G. & Kobrick, M., 2000. Shuttle radar topography mission produces a wealth of data, *Eos, Trans.*, **81**, 583–585. (Cité en pages 54, 81 et 129.)

- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., & Alsdorf, D., 2007. The Shuttle Radar Topography Mission, *Rev. Geophys.*, **45**(2). (Cité en pages 54, 81, 115, 116 et 129.)
- Fattahi, H. & Amelung, F., 2014. InSAR uncertainty due to orbital errors, *Geophys. J. Int.*, **199**(1), 549–560. (Cité en page 81.)
- Fattahi, H. & Amelung, F., 2016. InSAR observations of strain accumulation and fault creep along the Chaman Fault system, Pakistan and Afghanistan, *Geophys. Res. Lett.*, **43**(16), 8399–8406. (Cité en page 7.)
- Fattahi, H., Agram, P., & Simons, M., 2017. A Network-Based Enhanced Spectral Diversity approach for TOPS time-series analysis, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **55**(2), 777–786. (Cité en pages 43, 62, 82, 116 et 129.)
- Feng, G., Li, Z., Shan, X., Zhang, L., Zhang, G., & Zhu, J., 2015. Geodetic model of the 2015 April 25 M w 7.8 Gorkha Nepal earthquake and Mw 7.3 aftershock estimated from InSAR and GPS data, *Geophys. J. Int.*, **203**(2), 896–900. (Cité en page 81.)
- Ferretti, A., Prati, C., & Rocca, F., 2000. Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **38**(5), 2202–2212. (Cité en pages 69, 74 et 76.)
- Ferretti, A., Prati, C., & Rocca, F., 2001. Permanent scatterers in SAR interferometry, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **39**, 1528–1530. (Cité en pages 69, 74 et 76.)
- Ferretti, A., Monti-Guarnieri, A., Prati, C., Rocca, F., & Massonnet, D., 2007. InSAR principles : guidelines for SAR interferometry processing and interpretation, *Book*. (Cité en pages 38 et 52.)
- Field, E. H., Arrowsmith, R. J., Biasi, G. P., Bird, P., Dawson, T. E., Felzer, K. R., Jackson, D. D., Johnson, K. M., Jordan, T. H., Madden, C., Michael, A. J., Milner, K. R., Page, M. T., Parsons, T., Powers, P. M., Shaw, B. E., Thatcher, W. R., Weldon, R. J., & Zeng, Y., 2014. Uniform California Earthquake Rupture Forecast, version 3 (UCERF3) - The time-independent model, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **104**(3), 1122–1180. (Cité en page 8.)
- Flynn, T. J., 1997. Two-dimensional phase unwrapping with minimum weighted discontinuity, *J. Opt. Soc. Am. A*, **14**(10). (Cité en pages 45, 46, 47 et 108.)
- Fornaro, G., 1995. Image registration in interferometric SAR processing, *IEE Proc. - Radar, Sonar Navig.*, **142**(6). (Cité en page 41.)
- Foster, J., Brooks, B., Cherubini, T., Shacat, C., Businger, S., & Werner, C. L., 2006. Mitigating atmospheric noise for InSAR using a high resolution weather model, *Geophys. Res. Lett.*, **33**(16). (Cité en pages 59 et 82.)

- Foster, J., Kealy, J., Cherubini, T., Businger, S., Lu, Z., & Murphy, M., 2013. The utility of atmospheric analyses for the mitigation of artifacts in InSAR, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**(2), 748–758. (Cité en page 82.)
- Gao, Y., Wang, K., & Liu, X., 2012. Exploitation of SRTM DEM in InSAR data processing and its application to phase unwrapping, *J. Electromagn. Waves Appl.*, **26**(13), 1788–1797. (Cité en page 81.)
- Gardonio, B., Marsan, D., Socquet, A., Bouchon, M., Jara, J., Sun, Q., Cotte, N., & Campillo, M., 2018. Revisiting slow slip events occurrence in Boso Peninsula, Japan, combining GPS data and repeating earthquakes analysis, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **123**(2), 1502–1515. (Cité en page 7.)
- Ghiglia, D. C. & Romero, L. A., 1994. Robust two-dimensional weighted and unweighted phase unwrapping that uses fast transforms and iterative methods, *J. Opt. Soc. Am. A*, **11**(1). (Cité en pages 44, 45, 48 et 108.)
- Ghiglia, D. C., Mastin, G. A., & Romero, L. A., 1987. Cellular-automata method for phase unwrapping, *J. Opt. Soc. Am. A*, **4**(1), 267–280. (Cité en page 45.)
- Goldstein, R., 1995. Atmospheric limitations to repeat-track radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **22**(18), 2517–2520. (Cité en pages 56, 57 et 82.)
- Goldstein, R. M. & Werner, C. L., 1998. Radar interferogram filtering for geophysical applications, *Geophys. Res. Lett.*, **25**(21), 4035–4038. (Cité en pages 55, 115, 116 et 130.)
- Goldstein, R. M., Zebker, H. A., & Werner, C. L., 1988. Satellite radar interferometry : Two-dimensional phase unwrapping, *Radio Sci.*, **23**(4), 713–720. (Cité en pages 44, 45, 46, 63, 108, 115, 116, 130 et 189.)
- Goldstein, R. M., Engelhardt, H., Kamb, B., & Frolich, R. M., 1993. Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion : application to an Antarctic ice stream, *Science (80-.)*, **262**, 1525–1530. (Cité en pages 9, 20, 81 et 107.)
- Gomba, G., Parizzi, A., De Zan, F., Eineder, M., & Bamler, R., 2016. Toward operational compensation of ionospheric effects in SAR interferograms : the split-spectrum method, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **54**(3), 1446–1461. (Cité en pages 57, 60, 61, 82 et 190.)
- Gomba, G., Rodriguez Gonzalez, F., & De Zan, F., 2017. Ionospheric phase screen compensation for the Sentinel-1 TOPS and ALOS-2 ScanSAR modes, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **55**(1), 223–235. (Cité en pages 57 et 82.)
- González, P., Walters, R., Hatton, E., Spaans, K., McDougall, A., Hooper, A., & Wright, T., 2016. LiCSAR : Tools for automated generation of Sentinel-1 frame interferograms, *AGU Fall Meet.* (Cité en page 152.)

- Gormus, S., Kutoglu, H., Mekik, Ç., Kemaldere, H., & Koksal, E., 2013. Creep monitorings at Ismetpasa segment of North Anatolian Fault, *Int. Symp. GNSS 2013*. (Cité en page 11.)
- Graham, L., 1974. Synthetic interferometer radar for topographic mapping, *Proc. IEEE*, **62**(6), 763–768. (Cité en pages 20, 81 et 107.)
- Grandin, R., 2015. Interferometric processing of SLC Sentinel-1 TOPS data, *Proc. ESA Fringe 2015 Work.*, pp. 1–14. (Cité en pages 28 et 41.)
- Grandin, R., Doin, M.-P., Bollinger, L., Pinel-Puysségur, B., Ducret, G., Jolivet, R., & Sapkota, S. N., 2012. Long-term growth of the Himalaya inferred from interseismic InSAR measurement, *Geology*, **40**(12), 1059–1062. (Cité en page 82.)
- Grandin, R., Klein, E., M tois, M., & Vigny, C., 2016. Three-dimensional displacement field of the 2015 Mw 8.3 Illapel earthquake (Chile) from across- and along-track Sentinel-1 TOPS interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 2552–2561. (Cité en pages 27 et 187.)
- Gray, A. L., Mattar, K. E., & Sofko, G., 2000. Influence of ionospheric electron density fluctuations on satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **27**(10), 1451–1454. (Cité en pages 60, 63 et 130.)
- Guillaso, S., Lasserre, C., Doin, M.-P., Cavalié, O., Sun, J., & Pelzer, G., 2008. InSAR measurement of interseismic strain in areas of low coherence : example across the Haiyuan fault (Gansu, China) using a local InSAR adaptive range filter, *EGU*, **10**. (Cité en page 115.)
- Gurrola, E., Rosen, P. A., Sacco, G. F., Seliga, W., Zebker, H., Simons, M., & Sandwell, D., 2010. InSAR Scientific Computing Environment, *2010 Am. Geophys. Union Meet.*. (Cité en pages 65, 83, 115, 129 et 149.)
- Gwinn, C. R., Herring, T. A., & Shapiro, I. I., 1986. Geodesy by radio interferometry : studies of the forced nutations of the Earth : 2. Interpretation, *J. Geophys. Res.*, **91**(B5), 4755. (Cité en page 9.)
- Hanssen, R., 2002. Radar interferometry : data interpretation and error analysis, in *Remote Sens. Digit. Image Process.*. (Cité en pages 52 et 68.)
- Hanssen, R. F., 2001. *Radar Interferometry*, vol. 2 of **Remote Sensing and Digital Image Processing**, Springer Netherlands, Dordrecht. (Cité en pages 38, 57, 58, 63, 82, 83, 84 et 130.)
- Harris, R. A., 2017. Large earthquakes and creeping faults, *Rev. Geophys.*, **55**(1), 169–198. (Cité en page 7.)
- He, Y. F., Zhu, W., Zhang, Q., & Zhang, W. T., 2018. Compensation of the ionospheric effects on SAR interferogram based on range split-spectrum and azimuth

- offset methods - a case study of Yushu earthquakes, *ISPRS - Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.*, **XLII-3**, 505–509. (Cité en pages 61, 62, 130 et 190.)
- Herring, T. A., Gwinn, C. R., & Shapiro, I. I., 1986. Geodesy by radio interferometry : Studies of the forced nutations of the Earth : 1. Data analysis, *J. Geophys. Res.*, **91**(B5), 4745. (Cité en page 9.)
- Hersbach, H. & Dee, D., 2016. ERA5 reanalysis is in production, *ECMWF Newsl.*, **147**. (Cité en pages 85, 100 et 116.)
- Herszterg, I., Poggi, M., & Vidal, T., 2018. 2D-phase unwrapping via balanced spanning forests, (1995). (Cité en pages 44, 45, 63, 108 et 130.)
- Hooper, A., 2007. StaMPS (Stanford Method for Persistent Scatterers) manual, **Version 2**. (Cité en pages 45, 49, 69 et 76.)
- Hooper, A., 2010. A statistical-cost approach to unwrapping the phase of InSAR time series, *Int. Work. ERS SAR Interferom.*, **30**. (Cité en pages 45 et 49.)
- Hooper, A. & Zebker, H. A., 2007. Phase unwrapping in three dimensions with application to InSAR time series, *J. Opt. Soc. Am. A*, **24**(9). (Cité en pages 45, 49 et 108.)
- Hooper, A., Segall, P., & Zebker, H., 2007. Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, Galápagos, *J. Geophys. Res.*, **112**(B07407). (Cité en pages 69, 75, 76, 82 et 191.)
- Hu, Z. & Mallorqui, J. J., 2018a. A direct method to estimate atmospheric phase delay for InSAR with global atmospheric models, in *IGARSS 2018 - 2018 IEEE Int. Geosci. Remote Sens. Symp.*, vol. 2018-July, pp. 2196–2199, IEEE. (Cité en pages 59 et 82.)
- Hu, Z. & Mallorqui, J. J., 2018b. Comparison of InSAR atmospheric phase screen correction with Global Atmospheric Models (GAM), in *EUSAR 2018 12th Eur. Conf. Synth. Aperture Radar*, pp. 876–879. (Cité en pages 59, 82 et 83.)
- Hussain, E., Hooper, A., Wright, T. J., Walters, R. J., & Bekaert, D. P. S., 2016. Interseismic strain accumulation across the central North Anatolian Fault from iteratively unwrapped InSAR measurements, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **121**(12), 9000–9019. (Cité en pages 45, 49, 50, 82, 108, 109 et 189.)
- Hussain, E., Wright, T. J., Walters, R. J., Bekaert, D. P. S., Lloyd, R., & Hooper, A., 2018. Constant strain accumulation rate between major earthquakes on the North Anatolian Fault, *Nat. Commun.*, **9**(1), 1392. (Cité en page 7.)
- Ide, S., Beroza, G. C., Shelly, D. R., & Uchide, T., 2007. A scaling law for slow earthquakes, *Nature*, **447**(7140), 76–79. (Cité en pages 7, 8 et 186.)

- Ide, S., Imanishi, K., Yoshida, Y., Beroza, G. C., & Shelly, D. R., 2008. Bridging the gap between seismically and geodetically detected slow earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **35**(10). (Cité en pages 7, 8 et 186.)
- Intrieri, E., Raspini, F., Fumagalli, A., Lu, P., Del Conte, S., Farina, P., Allievi, J., Ferretti, A., & Casagli, N., 2018. The Maoxian landslide as seen from space : detecting precursors of failure with Sentinel-1 data, *Landslides*, **15**(1), 123–133. (Cité en pages 28 et 67.)
- Ishlinski, A. Y. & Kraghelsky, I. V., 1944. On stick-slip in friction, *Zh. Tekhn. Fiz.*, **14**, 276–282. (Cité en pages 4 et 5.)
- Jennison, R. C., 1958. A phase sensitive interferometer technique for the measurement of the fourier transforms of spatial brightness distributions of small angular extent, *Mon. Not. R. Astron. Soc.*, **118**(3), 276–284. (Cité en pages 49 et 109.)
- Jolivet, R., 2011. Déformation intersismique le long de la faille de Haiyuan, Chine - Variations spatio-temporelles contraintes par interférométrie SAR, *PhD Manusc.*. (Cité en pages 71, 73 et 191.)
- Jolivet, R., 2017. Research proposal (part B), GEO-4D, *ERC Start. Grant*, pp. 1–14. (Cité en pages 8 et 186.)
- Jolivet, R., Grandin, R., Lasserre, C., Doin, M.-P., & Peltzer, G., 2011. Systematic InSAR tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data, *Geophys. Res. Lett.*, **38**(17). (Cité en pages 57, 59, 82, 84, 115 et 130.)
- Jolivet, R., Lasserre, C., Doin, M.-P., Guillaso, S., Peltzer, G., Dailu, R., Sun, J., Shen, Z.-K., & Xu, X., 2012. Shallow creep on the Haiyuan Fault (Gansu, China) revealed by SAR Interferometry, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **117**(B6). (Cité en pages 74, 81, 82, 108, 117, 119 et 132.)
- Jolivet, R., Lasserre, C., Doin, M.-P., Peltzer, G., Avouac, J.-P., Sun, J., & Dailu, R., 2013. Spatio-temporal evolution of aseismic slip along the Haiyuan fault, China : Implications for fault frictional properties, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **377-378**, 23–33. (Cité en pages 7 et 81.)
- Jolivet, R., Agram, P. S., Lin, N. Y., Simons, M., Doin, M.-P., Peltzer, G., & Li, Z., 2014. Improving InSAR geodesy using Global Atmospheric Models, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **119**(3), 2324–2341. (Cité en page 82.)
- Jolivet, R., Candela, T., Lasserre, C., Renard, F., Klinger, Y., & Doin, M., 2015. The burst-like behavior of aseismic slip on a rough fault : the creeping section of the Haiyuan fault, China, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **105**(1), 480–488. (Cité en page 7.)
- Kaneko, Y., Fialko, Y., Sandwell, D. T., Tong, X., & Furuya, M., 2013. Interseismic deformation and creep along the central section of the North Anatolian Fault

- (Turkey) : InSAR observations and implications for rate-and-state friction properties, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**(1), 316–331. (Cité en pages 124, 126, 127, 135, 140 et 146.)
- Kato, A. & Nakagawa, S., 2014. Multiple slow-slip events during a foreshock sequence of the 2014 Iquique, Chile M w 8.1 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **41**(15), 5420–5427. (Cité en page 7.)
- Kato, A., Obara, K., Igarashi, T., Tsuruoka, H., Nakagawa, S., & Hirata, N., 2012. Propagation of slow slip leading up to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake, *Science (80-.)*, **335**, 705–708. (Cité en page 8.)
- Khoshmanesh, M. & Shirzaei, M., 2018. Multiscale dynamics of aseismic slip on central San Andreas fault, *Geophys. Res. Lett.*, **45**(5), 2274–2282. (Cité en page 7.)
- Kutoglu, H. S., Akcin, H., Kemaldere, H., & Gormus, K. S., 2008. Triggered creep rate on the Ismetpasa segment of the North Anatolian Fault, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **8**(6), 1369–1373. (Cité en page 124.)
- Kutoglu, H. S., Akcin, H., Gundogdu, O., Gormus, K. S., & Koksall, E., 2010. Relaxation on the Ismetpasa segment of the North Anatolian Fault after the Golcuk Mw = 7.4 and Duzce Mw = 7.2 shocks, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **10**(12), 2653–2657. (Cité en page 127.)
- Lancheros, E., Camps, A., Park, H., Sicard, P., Mangin, A., Matevosyan, H., & Lluch, I., 2018. Gaps analysis and requirements specification for the evolution of Copernicus system for polar regions monitoring : addressing the challenges in the horizon 2020-2030, *Remote Sens.*, **10**(7), 1098. (Cité en page 33.)
- Larsen, Y. & Marinkovic, P., 2015. Sentinel-1 TOPS data coregistration, in *Fringe 2015 Work..* (Cité en pages 26 et 187.)
- Le Pichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift, *J. Geophys. Res.*, **73**(12), 3661–3697. (Cité en page 3.)
- Li, F. & Goldstein, R., 1990. Studies of multibaseline spaceborne interferometric synthetic aperture radars, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **28**(1), 88–97. (Cité en page 41.)
- Li, Z., Fielding, E. J., Cross, P., & Muller, J.-P., 2006. Interferometric synthetic aperture radar atmospheric correction : GPS topography-dependent turbulence model, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **111**(B2). (Cité en pages 59 et 82.)
- Liang, C., Agram, P., Simons, M., & Fielding, E. J., 2019. Ionospheric correction of InSAR time series analysis of C-band Sentinel-1 TOPS data, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **57**(9), 6755–6773. (Cité en pages 61, 63 et 130.)
- Lin, Q., Vesecky, J., & Zebker, H., 1992. New approaches in interferometric SAR data processing, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **30**(3). (Cité en page 42.)

- Lin, Q., Vesecky, J. F., & Zebker, H. A., 1994. Phase unwrapping through fringe-line detection in synthetic aperture radar interferometry, *Appl. Opt.*, **33**(2). (Cité en pages 44, 45, 63, 108 et 130.)
- Lin, Y.-n. N., Simons, M., Hetland, E. A., Muse, P., & DiCaprio, C., 2010. A multiscale approach to estimating topographically correlated propagation delays in radar interferograms, *Geochem., Geophys. Geosys.*, **11**(9). (Cité en pages 58, 82 et 119.)
- Lofgren, J. S., Bjorndahl, F., Moore, A. W., Webb, F. H., Fielding, E. J., & Fishbein, E. F., 2010. Tropospheric correction for InSAR using interpolated ECMWF data and GPS Zenith Total Delay from the Southern California Integrated GPS Network, in *2010 IEEE Int. Geosci. Remote Sens. Symp.*, pp. 4503–4506, IEEE. (Cité en page 82.)
- López-Quiroz, P., Doin, M.-p., Tupin, F., Briole, P., & Nicolas, J.-m., 2009. Time series analysis of Mexico City subsidence constrained by radar interferometry, *J. Appl. Geophys.*, **69**(1), 1–15. (Cité en pages 73, 74, 109, 117, 130 et 191.)
- Louderback, G. D., 1942. Faults and earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **32**, 305–330. (Cité en page 5.)
- Lundgren, P., Usai, S., Sansosti, E., Lanari, R., Tesauro, M., Fornaro, G., & Berardino, P., 2001. Modeling surface deformation observed with synthetic aperture radar interferometry at Campi Flegrei caldera, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **106**(B9). (Cité en pages 69 et 72.)
- Luo, H., Li, Z., Chen, J., Pearson, C., Wang, M., Lv, W., & Ding, H., 2019. Integration of range split spectrum interferometry and conventional InSAR to monitor large gradient surface displacements, *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.*, **74**(September 2018), 130–137. (Cité en page 62.)
- Margot, J.-L., Campbell, D., Jurgens, R., & Slade, M., 2000. Digital elevation models of the Moon from Earth-based radar interferometry, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **38**(2), 1122–1133. (Cité en page 107.)
- Massonnet, D. & Feigl, K. L., 1998. Radar interferometry and its application to changes in the Earth’s surface, *Rev. Geophys.*, **36**(4), 441–500. (Cité en pages 11 et 51.)
- Massonnet, D. & Rabaute, T., 1993. Radar interferometry : limits and potential, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **31**(2), 455–464. (Cité en page 68.)
- Massonnet, D. & Souyris, J.-C., 2008. Imaging with synthetic aperture radar, *Book*. (Cité en pages 23, 24, 38 et 187.)
- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K., & Rabaute, T., 1993. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, *Nature*, **364**(6433), 138–142. (Cité en pages 20, 54, 81 et 107.)

- Massonnet, D., Briole, P., & Arnaud, A., 1995. Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry, *Nature*, **375**(6532), 567–570. (Cité en pages 57, 81, 82 et 107.)
- Matheron, G., 1967. Elements pour une theorie des milieux poreux, *Book*. (Cité en page 112.)
- Mattar, K. E. & Gray, A. L., 2002. Reducing ionospheric electron density errors in satellite radar interferometry applications, *Can. J. Remote Sens.*, **28**(4), 593–600. (Cité en page 60.)
- Mazzotti, S. & Adams, J., 2004. Variability of near-term probability for the next great earthquake on the Cascadia subduction zone, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **94**(5), 1954–1959. (Cité en page 7.)
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M. N., & Veis, G., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, **105**(B3), 5695–5719. (Cité en pages 124 et 147.)
- McKenzie, D. & Parker, R., 1967. The North Pacific : An example of tectonics on a sphere, *Nature*, **216**(5122), 1276–1280. (Cité en page 3.)
- Meta, A., Prats, P., Steinbrecher, U., Mittermayer, J., & Scheiber, R., 2008. TerraSAR-X TOPSAR and ScanSAR comparison, *7th Eur. Conf. Synth. Aperture Radar*, pp. 1–4. (Cité en pages 28 et 187.)
- Meyer, F., Bamler, R., Jakowski, N., & Fritz, T., 2006. The potential of low-frequency SAR systems for mapping ionospheric TEC distributions, *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, **3**(4), 560–564. (Cité en page 60.)
- Michel, R. & Avouac, J.-P., 1999. Measuring ground displacements from SAR amplitude image : application to the Landers earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **26**(7), 875–878. (Cité en pages 9 et 42.)
- Michel, S., Gualandi, A., & Avouac, J.-P., 2019. Similar scaling laws for earthquakes and Cascadia slow-slip events, *Nature*, **574**(7779), 522–526. (Cité en page 7.)
- Minchew, B., Simons, M., Björnsson, H., Palsson, F., Morlighem, M., Seroussi, H., Larour, E., & Hensley, S., 2016. Plastic bed beneath Hofsjökull Ice Cap, central Iceland, and the sensitivity of ice flow to surface meltwater flux, *J. Glaciol.*, **62**(231), 147–158. (Cité en page 81.)
- Moore, G., 1965. Cramming more components onto integrated circuits, *Electronics*, **38**. (Cité en page 7.)

- Morgan, W. J., 1968. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks, *J. Geophys. Res.*, **73**(6), 1959–1982. (Cité en page 3.)
- Moro, M., Saroli, M., Stramondo, S., Bignami, C., Albano, M., Falcucci, E., Gori, S., Doglioni, C., Polcari, M., Tallini, M., Macerola, L., Novali, F., Costantini, M., Malvarosa, F., & Wegmüller, U., 2017. New insights into earthquake precursors from InSAR, *Sci. Rep.*, **7**(1). (Cité en page 67.)
- Nakano, M., Hori, T., Araki, E., Kodaira, S., & Ide, S., 2018. Shallow very-low-frequency earthquakes accompany slow slip events in the Nankai subduction zone, *Nat. Commun.*, **9**(1), 984. (Cité en page 7.)
- Obara, K., 2002. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in Southwest Japan, *Science (80-.)*, **296**(5573), 1679–1681. (Cité en page 6.)
- Obara, K. & Kato, A., 2016. Connecting slow earthquakes to huge earthquakes, *Science (80-.)*, **353**(6296), 253–257. (Cité en page 7.)
- Onn, F. & Zebker, H. A., 2006. Correction for interferometric synthetic aperture radar atmospheric phase artifacts using time series of zenith wet delay observations from a GPS network, *J. Geophys. Res.*, **111**(B9), B09102. (Cité en page 82.)
- Osmanoğlu, B., Dixon, T. H., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., & Jiang, Y., 2011. Mexico City subsidence observed with persistent scatterer InSAR, *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.*, **13**(1), 1–12. (Cité en page 81.)
- Peltzer, G., Crampé, F., Hensley, S., & Rosen, P., 2001. Transient strain accumulation and fault interaction in the Eastern California shear zone, *Geology*, **29**(11). (Cité en page 21.)
- Peng, Z. & Gomberg, J., 2010. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena, *Nat. Geosci.*, **3**(9), 599–607. (Cité en pages 7, 8 et 186.)
- Pepe, A. & Lanari, R., 2006. On the extension of the Minimum Cost Flow algorithm for phase unwrapping of multitemporal differential SAR interferograms, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **44**(9), 2374–2383. (Cité en pages 49 et 108.)
- Perfettini, H., Frank, W. B., Marsan, D., & Bouchon, M., 2019. Updip and along-strike aftershock migration model driven by afterslip : application to the 2011 Tohoku-Oki aftershock sequence, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **124**(3), 2653–2669. (Cité en page 7.)
- Peter, H., Jäggi, A., Fernández, J., Escobar, D., Ayuga, F., Arnold, D., Wermuth, M., Hackel, S., Otten, M., Simons, W., Visser, P., Hugentobler, U., & Féménias, P., 2017. Sentinel-1A - First precise orbit determination results, *Adv. Sp. Res.*, **60**(5), 879–892. (Cité en page 81.)

- Pinel-Puysségur, B., Michel, R., & Avouac, J.-P., 2012. Multi-Link InSAR time series : enhancement of a wrapped interferometric database, *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.*, **5**(3), 784–794. (Cité en page 115.)
- Pinel-Puysségur, B., Lasserre, C., Benoit, A., Jolivet, R., Doin, M.-p., & Champenois, J., 2018. A simple phase unwrapping errors correction algorithm based on phase closure analysis, in *IGARSS 2018 - 2018 IEEE Int. Geosci. Remote Sens. Symp.*, vol. 1, pp. 2212–2215, IEEE. (Cité en pages 109 et 112.)
- Plafker, G., 1965. Tectonic deformation associated with the 1964 Alaska earthquake, *Science (80-)*, **148**(3678), 1675–1687. (Cité en page 3.)
- Plafker, G., 1969. Tectonics of the March 27, 1964, Alaska earthquake, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 543-I*. (Cité en page 3.)
- Pousse Beltran, L., Pathier, E., Jouanne, F., Vassallo, R., Reinoza, C., Audemard, F., Doin, M. P., & Volat, M., 2016. Spatial and temporal variations in creep rate along the El Pilar fault at the Caribbean-South American plate boundary (Venezuela), from InSAR, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **121**, 8276–8296. (Cité en pages 6 et 8.)
- Prati, C., Giani, M., & Leuratti, N., 1990. SAR interferometry : a 2-D phase unwrapping technique based on phase and absolute values informations, in *10th Annu. Int. Symp. Geosci. Remote Sens.*, pp. 2043–2046, IEEE. (Cité en pages 44, 45, 63, 108 et 130.)
- Prats-Iraola, P., Scheiber, R., Marotti, L., Wollstadt, S., & Reigber, A., 2012. TOPS interferometry with TerraSAR-X, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **50**(8), 3179–3188. (Cité en pages 28, 41 et 43.)
- Prats-Iraola, P., Rodriguez-Cassola, M., De Zan, F., Scheiber, R., Lopez-Dekker, P., Barat, I., & Geudtner, D., 2015. Role of the orbital tube in interferometric spaceborne SAR missions, *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, **12**(7), 1486–1490. (Cité en page 32.)
- Pritt, M., 1996. Phase unwrapping by means of multigrid techniques for interferometric SAR, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **34**(3), 728–738. (Cité en pages 45 et 48.)
- Puysségur, B., Michel, R., & Avouac, J.-P., 2007. Tropospheric phase delay in interferometric synthetic aperture radar estimated from meteorological model and multispectral imagery, *J. Geophys. Res.*, **112**(B5). (Cité en pages 59, 82 et 83.)
- Rabus, B., 2003. The shuttle radar topography mission a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar, *Int. J. Photogramm. Remote Sens.*, **57**, 241–262. (Cité en page 54.)

- Radiguet, M., Perfettini, H., Cotte, N., Gualandi, A., Valette, B., Kostoglodov, V., Lhomme, T., Walpersdorf, A., Cabral Cano, E., & Campillo, M., 2016. Triggering of the 2014 Mw7.3 Papanao earthquake by a slow slip event in Guerrero, Mexico, *Nat. Geosci.*, **9**(11), 829–833. (Cité en page 8.)
- Raney, R. K., 1983. Synthetic aperture radar observations of ocean and land, *Philos. Trans. R. Soc. London A*, **309**, 315–321. (Cité en page 19.)
- Reid, H. F., 1910. The California earthquake of April 18, 1906, the mechanics of the earthquake, *State Earthq. Investig. Comm. Report, Carnegie Inst. Washingt.*. (Cité en page 3.)
- Reid, H. F., 1911. The elastic-rebound theory of earthquakes, *Univ. Calif. Publ. Bull. Dep. Geol. Sci.*, **6**, 413–444. (Cité en page 3.)
- Reigber, C., 2006. Gravity field recovery from satellite tracking data, in *Theory Satell. Geod. Gravity F. Determ.*, pp. 197–234, Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg. (Cité en page 9.)
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., & Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **111**(B5), n/a–n/a. (Cité en pages 124, 125, 147 et 194.)
- Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, R. W., Toksoz, M. N., Barka, A. A., Kinik, I., Lenk, O., & Sanli, I., 1997. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **102**(B5), 9983–9999. (Cité en pages 124 et 147.)
- Reilinger, R. E., Ergintav, S., Bürgmann, R., McClusky, S., Lenk, O., Barka, A., Gurkan, O., Hearn, L., Feigl, K. L., Cakmak, R., Aktug, B., Ozener, H., & Töksoz, M. N., 2000. Coseismic and postseismic fault slip for the 17 August 1999, M = 7.5, Izmit, Turkey earthquake, *Science (80-)*, **289**(5484), 1519–1524. (Cité en page 115.)
- Rogers, A. E. E. & Ingalls, R. P., 1970. Radar mapping of Venus with interferometric resolution of the range-doppler ambiguity, *Radio Sci.*, **5**(2), 425–433. (Cité en pages 20 et 107.)
- Rogers, G. & Dragert, H., 2003. Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone : the chatter of silent slip, *Science (80-)*, **300**(5627), 1942–1943. (Cité en page 7.)

- Rosen, P., Hensley, S., Joughin, I., Li, F., Madsen, S., Rodriguez, E., & Goldstein, R., 2000. Synthetic aperture radar interferometry, *Proc. IEEE*, **88**(3), 333–382. (Cité en page 82.)
- Rosen, P. A., 2014. Principles and theory of radar interferometry, *UNAVCO short course*. (Cité en pages 40 et 189.)
- Rosen, P. A., Hensley, S., Zebker, H. A., Webb, F. H., & Fielding, E. J., 1996. Surface deformation and coherence measurements of Kilauea Volcano, Hawaii, from SIR-C radar interferometry, *J. Geophys. Res.*, **101**(E10). (Cité en pages 40 et 108.)
- Rosen, P. A., Hensley, S., Peltzer, G., & Simons, M., 2004. Updated repeat orbit interferometry package released, *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, **85**(5). (Cité en page 115.)
- Rosen, P. A., Hensley, S., & Chen, C., 2010. Measurement and mitigation of the ionosphere in L-band Interferometric SAR data, in *2010 IEEE Radar Conf.*, pp. 1459–1463, IEEE. (Cité en pages 57, 60, 61, 63 et 82.)
- Rousset, B., Jolivet, R., Simons, M., Lasserre, C., Riel, B., Milillo, P., Çakir, Z., & Renard, F., 2016. An aseismic slip transient on the North Anatolian Fault, *Geophys. Res. Lett.*, **43**(7), 3254–3262. (Cité en pages 6, 7, 11, 81, 124, 126, 127, 141 et 145.)
- Rousset, B., Bürgmann, R., & Campillo, M., 2019. Slow slip events in the roots of the San Andreas fault, *Sci. Adv.*, **5**(eaav3274). (Cité en page 7.)
- Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga, R., & Campos, J., 2014. Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake, *Science (80-.)*, **345**(6201), 1165–1169. (Cité en page 8.)
- Saito, A., Fukao, S., & Miyazaki, S., 1998. High resolution mapping of TEC perturbations with the GSI GPS Network over Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **25**(16), 3079–3082. (Cité en page 84.)
- Sansosti, E., Berardino, P., Manunta, M., Serafino, F., & Fornaro, G., 2006. Geometrical SAR image registration, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **44**(10). (Cité en page 42.)
- Savage, J. C. & Burford, R. O., 1973. Geodetic determination of relative plate motion in central California, *J. Geophys. Res.*, **78**(5), 832–845. (Cité en pages 59, 135, 142 et 143.)
- Scharroo, R. & Visser, P., 1998. Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites, *J. Geophys. Res. Ocean.*, **103**(C4), 8113–8127. (Cité en pages 52, 81 et 129.)

- Schaum, A. & McHugh, M., 1991. Analytic method of image registration : displacement estimation and resampling, *Rep. Nav. Res. Lab., NRL*(Report nÂ°9298). (Cité en page 42.)
- Scheiber, R. & Moreira, A., 2000. Coregistration of interferometric SAR images using spectral diversity, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **38**(5). (Cité en page 43.)
- Schmidt, D. A. & Bürgmann, R., 2003. Time-dependent land uplift and subsidence in the Santa Clara valley, California, from a large interferometric synthetic aperture radar data set, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **108**(B9), 1–13. (Cité en page 74.)
- Scholz, C. H., 1998. Earthquakes and friction laws, *Nature*, **391**(6662), 37–42. (Cité en pages 5, 127, 129, 135, 143 et 195.)
- Schwartz, S., 2015. Episodic aseismic slip at plate boundaries, in *Treatise Geophys.*, vol. 4, pp. 445–465, Elsevier. (Cité en pages 6 et 185.)
- Segall, P., 2010. Earthquake and volcano deformation, *Book*. (Cité en page 136.)
- Segall, P. & Bradley, A. M., 2012. Slow-slip evolves into megathrust earthquakes in 2D numerical simulations, *Geophys. Res. Lett.*, **39**(18), 2–6. (Cité en pages 7 et 8.)
- Sentinels POD Team, E., 2018. Sentinels POD service file format specifications, pp. 1–277. (Cité en pages 52, 81 et 129.)
- Simons, M. & Rosen, P., 2015. Interferometric Synthetic Aperture Radar geodesy, in *Treatise Geophys.*, vol. 3, pp. 339–385, Elsevier. (Cité en pages 10, 38, 39, 82, 108, 188 et 189.)
- Simons, M., Fialko, Y., & Riviera, L., 2002. Coseismic deformation from the 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, earthquake as inferred from InSAR and GPS observations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **92**(4), 1390–1402. (Cité en page 108.)
- Smith, E. & Weintraub, S., 1953. The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies, *Proc. IRE*, **41**(8), 1035–1037. (Cité en page 84.)
- Smith, S., West, G., & Malyevac, C., 1987. Determination of ocean geodetic data from Geosat, *Johns Hopkins APL Tech. Dig.*, **8**(2), 197–200. (Cité en page 9.)
- Socquet, A., Valdes, J. P., Jara, J., Cotton, F., Walpersdorf, A., Cotte, N., Specht, S., Ortega-Culaciati, F., Carrizo, D., & Norabuena, E., 2017. An 8 month slow slip event triggers progressive nucleation of the 2014 Chile megathrust, *Geophys. Res. Lett.*, **44**(9), 4046–4053. (Cité en page 8.)
- Stein, R. S., Barka, A. A., & Dieterich, J. H., 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophys. J. Int.*, **128**(3), 594–604. (Cité en pages 11, 115, 124, 125 et 194.)

- Steinbrugge, K. V., 1960. Creep on the San Andreas fault, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **50**, 389–415. (Cité en pages 5 et 126.)
- Stoffer, P. W., 2008. Where's the Hayward fault? A green guide to the fault, *U.S. Geol. Surv. Open File Rep. 2008-1135*. (Cité en pages 5 et 185.)
- Suess, M., 2019. ESA's future SAR mission concepts currently studied in phase 0 and phase A, *Living Planet Symp.*. (Cité en page 33.)
- Tarayre, H. & Massonnet, D., 1996. Atmospheric propagation heterogeneities revealed by ERS-1 interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **23**(9), 989–992. (Cité en pages 56, 57, 59 et 82.)
- Thayer, G. D., 1974. An improved equation for the radio refractive index of air, *Radio Sci.*, **9**(10), 803–807. (Cité en page 83.)
- Torres, R., Snoeij, P., Geudtner, D., Bibby, D., Davidson, M., Attema, E., Potin, P., Rommen, B., Floury, N., Brown, M., Traver, I. N., Deghaye, P., Duesmann, B., Rosich, B., Miranda, N., Bruno, C., L'Abbate, M., Croci, R., Pietropaolo, A., Huchler, M., & Rostan, F., 2012. GMES Sentinel-1 mission, *Remote Sens. Environ.*, **120**, 9–24. (Cité en page 32.)
- Uchida, N., Linuma, T., Nadeau, R. M., Bürgmann, R., & Hino, R., 2016. Periodic slow slip triggers megathrust zone earthquakes in northeastern Japan, *Science* (80-.), **351**, 488–492. (Cité en page 8.)
- Usai, S., 2003. A least squares database approach for SAR interferometric data, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **41**(4), 753–760. (Cité en pages 71, 72, 73 et 191.)
- Verveer, P., 2003. GitHub repository, SciPy library. (Cité en pages 111 et 112.)
- Voss, N., Dixon, T. H., Liu, Z., Malservisi, R., Protti, M., & Schwartz, S., 2018. Do slow slip events trigger large and great megathrust earthquakes?, *Sci. Adv.*, **4**. (Cité en page 8.)
- Wadge, G., Webley, P. W., James, I. N., Bingley, R., Dodson, A., Waugh, S., Veneboer, T., Puglisi, G., Mattia, M., Baker, D., Edwards, S. C., Edwards, S. J., & Clarke, P. J., 2002. Atmospheric models, GPS and InSAR measurements of the tropospheric water vapour field over Mount Etna, *Geophys. Res. Lett.*, **29**(19). (Cité en pages 59 et 82.)
- Wang, T., DeGrandpre, K., Lu, Z., & Freymueller, J. T., 2018. Complex surface deformation of Akutan volcano, Alaska revealed from InSAR time series, *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.*, **64**(May 2017), 171–180. (Cité en page 81.)
- Waskom, M., Botvinnik, O., Hobson, P., Cole, J. B., Halchenko, Y., Hoyer, S., Miles, A., Augspurger, T., Yarkoni, T., Megies, T., Coelho, L. P., Wehner, D.,

- Cynddl, Ziegler, E., Diego0020, Zaytsev, Y. V., Hoppe, T., Seabold, S., Cloud, P., Koskinen, M., Meyer, K., Qalieh, A., & Dan, A., 2014. Seaborn Python library. (Cité en page 103.)
- Webley, P. W., Bingley, R. M., Dodson, A. H., Wadge, G., Waugh, S. J., & James, I. N., 2002. Atmospheric water vapour correction to InSAR surface motion measurements on mountains : Results from a dense GPS network on Mount Etna, *Phys. Chem. Earth*, **27**(4-5), 363–370. (Cité en pages 59 et 82.)
- Wegmuller, U., Werner, C., Strozzi, T., & Wiesmann, A., 2006. Ionospheric electron concentration effects on SAR and InSAR, in *2006 IEEE Int. Symp. Geosci. Remote Sens.*, pp. 3731–3734, IEEE. (Cité en page 60.)
- Wegmüller, U., Werner, C., Frey, O., Magnard, C., & Strozzi, T., 2018. Reformulating the split-spectrum method to facilitate the estimation and compensation of the ionospheric phase in SAR interferograms, *Procedia Comput. Sci.*, **138**, 318–325. (Cité en pages 61 et 130.)
- Wei, M., Kaneko, Y., Liu, Y., & McGuire, J. J., 2013. Episodic fault creep events in California controlled by shallow frictional heterogeneity, *Nat. Geosci.*, **6**(7), 566–570. (Cité en pages 135 et 143.)
- Welch, M. D. & Schmidt, D. A., 2017. Separating volcanic deformation and atmospheric signals at Mount St. Helens using Persistent Scatterer InSAR, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **344**, 52–64. (Cité en pages 58 et 82.)
- Williams, S., Bock, Y., & Fang, P., 1998. Integrated satellite interferometry : Tropospheric noise, GPS estimates and implications for interferometric synthetic aperture radar products, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **103**(B11), 27051–27067. (Cité en pages 59 et 82.)
- Wollstadt, S., Prats, P., Bachmann, M., Mittermayer, J., & Scheiber, R., 2012. Scalping correction in TOPS imaging mode SAR data, *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, **9**(4), 614–618. (Cité en page 28.)
- Wright, T. J., Parsons, B., & Lu, Z., 2004. Toward mapping surface deformation in three dimensions using InSAR, *Geophys. Res. Lett.*, **31**. (Cité en page 68.)
- Yague-Martinez, N., Prats-Iraola, P., Rodriguez Gonzalez, F., Brcic, R., Shau, R., Geudtner, D., Eineder, M., & Bamler, R., 2016. Interferometric processing of Sentinel-1 TOPS data, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **54**(4), 2220–2234. (Cité en pages 41 et 42.)
- Yeh, K., 1982. Radio wave scintillations in the ionosphere, *Proc. IEEE*, **70**(4), 324–360. (Cité en page 61.)
- Yoshida, K. & Hasegawa, A., 2018. Sendai-Okura earthquake swarm induced by the 2011 Tohoku-Okai earthquake in the stress shadow of NE Japan : Detailed fault

- structure and hypocenter migration, *Tectonophysics*, **733**(August 2017), 132–147. (Cité en page 7.)
- Yu, C., Penna, N. T., & Li, Z., 2017. Generation of real-time mode high-resolution water vapor fields from GPS observations, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**(3), 2008–2025. (Cité en pages 83 et 152.)
- Yu, C., Li, Z., & Penna, N., 2018a. Interferometric synthetic aperture radar atmospheric correction using a GPS-based iterative tropospheric decomposition model, *Remote Sens. Environ.* (Cité en pages 83 et 152.)
- Yu, C., Li, Z., Penna, N. T., & Crippa, P., 2018b. Generic atmospheric correction model for interferometric synthetic aperture radar observations, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **123**(10), 9202–9222. (Cité en pages 83 et 152.)
- Zebker, H. & Villasenor, J., 1992. Decorrelation in interferometric radar echoes, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **30**(5), 950–959. (Cité en page 38.)
- Zebker, H., Shankar, P., & Hooper, A., 2007. InSAR remote sensing over decorrelating terrains : Persistent Scattering methods, in *2007 IEEE Radar Conf.*, pp. 717–722, IEEE. (Cité en page 108.)
- Zebker, H. A. & Goldstein, R. M., 1986. Topographic mapping from interferometric synthetic aperture radar observations, *J. Geophys. Res.*, **91**(B5), 4993–4999. (Cité en pages 20, 81 et 107.)
- Zebker, H. A., Rosen, P. A., Goldstein, R. M., Gabriel, A., & Werner, C. L., 1994. On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry : The Landers earthquake, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **99**(B10). (Cité en pages 81 et 107.)
- Zebker, H. A., Rosen, P. A., & Hensley, S., 1997. Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **102**(B4), 7547–7563. (Cité en pages 57 et 58.)
- Zisk, S. H., 1972a. Lunar topography : first radar-interferometer measurements of the Alphonsus-Ptolemaeus-Arzachel region, *Science (80-.)*, **178**(4064), 977–980. (Cité en pages 20 et 107.)
- Zisk, S. H., 1972b. A new, Earth-based radar technique for the measurement of lunar topography, *Moon*, **4**(3-4), 296–306. (Cité en page 107.)

Table des figures

1	Cycle sismique (Barnhart, 2019, modifié). a) Représentation schématique des variations de contraintes au cours du temps. Au cours du cycle sismique, les contraintes associées au déplacement des plaques tectoniques augmentent de façon progressive pendant plusieurs dizaines à milliers d’années (période intersismique) puis sont soudainement libérées lorsque le seuil de résistance des roches est atteint (période cosismique). b) et c) Schémas illustrant une faille décrochante au cours du cycle sismique. Durant la période intersismique, la faille glisse en profondeur et reste bloquée dans sa partie supérieure, entraînant alors une accumulation de contraintes dans cette zone. Durant la période cosismique, ces contraintes sont soudainement libérées par la nucléation d’un séisme, ce qui entraîne le glissement de la zone préalablement bloquée.	4
2	Photographies d’infrastructures déformées par du glissement asismique. a) et b) Ecole abandonnée et mur construit dans un parc de la ville de Hayward en Californie (Stoffer, 2008). c) Mur bordant la station de train de la ville d’Ismetpasa en Turquie (Aytun, 1982).	5
3	Représentations schématiques de la structure d’une faille active décrochante et de ses propriétés frictionnelles (comportement sismique vs asismique). a) Vision simplifiée (Schwartz, 2015). La zone couplée, appelée zone sismogène, est le lieu de nucléation des séismes (rouge). Celle-ci est bordée de part et d’autre par des zones découplées où le glissement s’opère de façon asismique (bleu). Enfin, les ruptures sismiques peuvent se propager dans les zones conditionnellement stables situées entre les zones couplée et découplées (jaune). b) Vision “réaliste” de ce même plan de faille (Bürgmann, 2018). Les propriétés frictionnelles se sont pas homogènes spatialement et amènent à la présence de patches d’accumulation de contraintes, lieu de nucléation de séismes, entourés par une zone découplée où le glissement s’opère de façon asismique.	6

4	Comparatif des moments sismiques et des durées de différents glissements sismiques et asismiques, révélant un gap entre séismes rapides et séismes lents (Jolivet, 2017). Les séismes lents sont représentés par des symboles vides, les séismes rapides par des symboles pleins. Les évènements d'une durée supérieure à 1 jour ne sont détectables que par InSAR (rouge). Les évènements d'une durée comprise entre 1 seconde et 1 jour sont observables par d'autres techniques telles que le GPS (orange). Ainsi, la faible proportion d'évènements de glissement lent détectés contribue à la présence d'un gap entre séismes rapides et séismes lents, traduisant soit un gap physique (Ide et al., 2007, 2008) soit un gap observationnel (Peng & Gomberg, 2010).	8
5	Représentation schématique illustrant l'amélioration de l'échantillonnage temporel des nouveaux satellites. a) Le caractère irrégulier des acquisitions des anciens satellites ne permet pas de reconstruire un signal de déformation composé d'évènements transitoires. b) A l'inverse, les acquisitions régulières et fréquentes des nouveaux satellites permettent de détecter ces évènements transitoires et ainsi de reconstruire fidèlement le signal de déformation associé.	10
1.1	Photographie de l'ancêtre du radar actuel, appelé "télémobiloskope", conçu par Christian Hülsmeier en 1904. A gauche se situe l'émetteur, à droite l'antenne réceptrice et au milieu les deux antennes dipolaires qui permettaient d'activer la sonnerie d'une cloche lors de la réception d'un signal (Crédit : Deutsches Museum).	17
1.2	Photographie prise en 1945, illustrant l'installation de tours radar de la Chain Home à Poling, un village situé sur la côte est du Royaume-Uni. Les trois (à l'origine quatre) tours à gauche sont les antennes émettrices, les quatre tours à droite sont quant à elles les récepteurs (Crédit : Royal Air Force official photographer).	18
1.3	Première image traitée numériquement à partir des données SeaSat, capturant une portion du fleuve Saint-Laurent située à proximité de la ville des Trois Rivières, au Québec (Crédit : magazine Aviation Week du 26 Février 1979).	19
1.4	Une onde électromagnétique correspond à l'oscillation périodique et synchrone d'un champ électrique et d'un champ magnétique.	21

1.5	Résolution d'une image radar. a) Résolution en azimut d'une image radar, δ_{az} , régie principalement par la longueur de l'antenne, L . Plus l'antenne est longue et plus le satellite est apte à discerner deux cibles au sol rapprochées entre elles dans le sens azimutal. b) Résolution en distance d'une image radar, δ_{rg} , régie principalement par la durée des pulses d'ondes électromagnétiques, τ , envoyées par le satellite. Plus cette durée est courte et plus le satellite est capable de discerner des cibles rapprochées entre elles dans le sens distance au sol.	23
1.6	Focalisation d'une image radar brute. L'image brute (résolution 5×5 km) subit une compression en distance (résolution $5 \text{ km} \times 20 \text{ m}$ en $az \times rg$) et une compression en azimut (résolution $5 \text{ m} \times 20 \text{ m}$ en $az \times rg$), permettant d'aboutir à la création d'une image SAR dont la résolution spatiale est grandement améliorée (Massonnet & Souyris, 2008).	24
1.7	Compression d'une image SAR. a) Amélioration de la résolution en distance d'une image radar grâce à l'émission de pulses modulés en fréquence. b) Amélioration de la résolution en azimut d'une image radar grâce au principe de synthèse d'ouverture (images issues d'un cours de R. Grandin, IPG Paris).	25
1.8	Présentation des méthodes d'acquisitions SpotLight, StripMap, ScanSAR et TOPS utilisées en interférométrie radar. Chaque méthode d'acquisition permet d'aboutir à des images radar de largeur et de résolution différentes (modifié d'après Airbus Defence and Space (left) et Larsen & Marinkovic (2015) (right)).	26
1.9	Vision détaillée du mode d'acquisition TOPS. Le faisceau radar bascule à la fois en élévation et en avant-arrière afin d'acquérir de longs <i>bursts</i> pour chacun des trois <i>sub-swaths</i> . La particularité du mode TOPS réside en l'acquisition d' <i>overlaps</i> , correspondant à des zones de recouvrement entre <i>bursts</i> et <i>sub-swaths</i> successifs (Grandin et al., 2016).	27
1.10	Comparaison d'une image radar acquise par les modes TOPS et ScanSAR. Le mode TOPS permet d'augmenter la qualité de l'image en évitant les effets de <i>scalping</i> (découpage) entre <i>bursts</i> , induits par le mode ScanSAR (Meta et al., 2008).	28
1.11	Diagramme des missions SAR passées, présentes et futures (Crédit : unavco.org).	29
1.12	Vue d'artiste du satellite ALOS (Crédit : JAXA).	30

1.13	Comparaison des méthodes d'acquisition des satellites ALOS et ALOS-2 (Crédit : JAXA).	31
1.14	Vue d'artiste du satellite Sentinel-1A (Crédit : ESA).	31
1.15	Modes d'acquisition des satellites Sentinel-1A et Sentinel-1B, découlant de la méthode d'acquisition TOPS (Crédit : ESA).	32
1.16	Représentation schématique d'un tube orbital (Crédit : ESA, modifié).	33
1.17	Une image SAR est constituée de millions de pixels caractérisés par a) une valeur d'amplitude et b) une valeur de phase (images tirées d'un cours de M. Eineder).	35
1.18	Schéma représentant la géométrie d'acquisition de deux images SAR. Le point P est imagé lors d'une première puis d'une seconde acquisition du satellite. Comme la position du satellite varie entre les deux acquisitions, l'angle d'incidence θ ainsi que les distances séparant le point P du satellite r_1 et r_2 diffèrent également. La distance séparant les deux positions du satellite est appelée ligne de base. La projection de cette dernière sur la ligne de visée s'appelle la ligne de base parallèle et est notée B_{\parallel} , tandis que la composante orthogonale est nommée ligne de base perpendiculaire, et notée B_{\perp}	36
1.19	Principe de l'interférométrie différentielle (DInSAR). La phase d'une image SAR est aléatoire spatialement. La différence de phase de deux images SAR, ϕ_1 et ϕ_2 , construites à partir de deux acquisitions radar, permet d'éliminer la contribution interne aléatoire de chaque pixel et ainsi d'aboutir à une phase cohérente spatialement $\Phi_{1,2}$, appelée phase interférométrique, ne dépendant que de la différence de temps de trajet aller-retour de l'onde électromagnétique entre deux acquisitions (issu d'un cours de G. Peltzer, UCLA).	37
1.20	Illustration du phénomène de décorrélation géométrique. Le positionnement des satellites étant différent entre deux passages, l'angle de vue d'une même cible est alors modifié. Une séparation angulaire trop grande entraînera une perte de cohérence du pixel (bruit), causée par l'impossibilité de corrélérer les signaux de phase entre les deux passages (modifié d'après Simons & Rosen (2015)).	38

1.21	Illustration du phénomène de décorrélation temporelle. Les acquisitions des satellites s’opérant à des temps différents, un changement des propriétés de rétrodiffusion du sol entre les deux passages entraînera une perte de cohérence du pixel (bruit), causée par l’impossibilité de corrélérer les signaux de phase entre les deux passages (modifié d’après Simons & Rosen (2015)).	39
1.22	Illustration du phénomène de décorrélation liée à la longueur d’onde du faisceau radar. Plus la longueur d’onde est petite, moins la pénétrabilité du faisceau radar est importante, ce qui peut entraîner des pertes de cohérence (bruit) dans l’image résultante (Rosen, 2014). . .	40
1.23	Illustration du phénomène de chatoiement (<i>speckle</i>). Exemple d’une image SAR acquise par le satellite ERS-1, dont la texture poivre et sel limite son interprétation (Crédit : ESA).	41
1.24	Illustration du phénomène de décorrélation liée aux propriétés intrinsèques du sol. a) La somme des échos des réflecteurs se fait de manière constructive, l’amplitude du signal résultant (vecteur rouge) est alors élevée (pixel clair). b) La somme des échos des réflecteurs se fait de manière destructive, l’amplitude du signal résultant (vecteur rouge) est alors faible (pixel sombre).	41
1.25	a) Phase avant et b) après déroulement.	44
1.26	Méthode des résidus (<i>branch-cut method</i>). En considérant une séquence de phase 2D allant de 0 à 1, l’algorithme calcule la somme des différences de phase de chaque boucle fermée contenant 4 pixels adjacents (ici en bleu). Si l’intégrale de ces sommes (ici en rouge) est non nulle, alors un résidu est identifié. Dans cet exemple, le résidu est dit positif en raison du signe de l’intégrale (modifié d’après Goldstein et al. (1988)).	46
1.27	Méthode de déroulement en 3D. L’algorithme définit une boucle de trois interférogrammes (lignes bleues), construits à partir de trois acquisitions SAR (points rouges). Les phases déroulées de ces trois interférogrammes (UW) sont consistantes lorsque la somme de ces phases est égale à 0. Dans le cas contraire, une somme différente de 0 indique la présence d’une erreur de déroulement dans ce triplet d’interférogrammes (Hussain et al., 2016).	50
1.28	Correction de la contribution orbitale. Exemple d’un interférogramme “brut” (à gauche) pour lequel la contribution orbitale est estimée (au milieu). La phase de l’interférogramme est ensuite corrigée de cette rampe orbitale (à droite) (Champenois, 2011).	52

1.29	Correction de la contribution topographique. Exemple d'un interférogamme corrigé de la contribution orbitale (à gauche) pour lequel la contribution topographique est estimée à partir d'un MNT (au milieu). La phase de l'interférogamme est ensuite corrigée de cette estimation (à droite) (Champenois, 2011).	53
1.30	Réduction de bruit par multi-looking. Effets du multi-looking sur un interférogamme en Turquie obtenu à partir de la track 87, avec une ligne de base temporelle de 2 mois et demi et une ligne de base perpendiculaire d'environ 20 m. Plus les coefficients de multi-looking sont importants (plus la fenêtre de moyennage est grande) et plus le bruit est réduit.	55
1.31	Réduction de bruit par un filtre de Goldstein. Effets du filtrage adaptatif sur un interférogamme en Turquie obtenu à partir de la track 87, avec une ligne de base temporelle de 2 mois et demi et une ligne de base perpendiculaire d'environ 20 m. Plus la puissance du filtre, α , est forte, et plus le bruit de phase est réduit.	56
1.32	Illustration de la stratification de l'atmosphère terrestre (Crédit : site web Luxorion, lien ici).	57
1.33	Correction de la contribution ionosphérique. a) Exemple d'un interférogamme marqué par de nombreuses franges ionosphériques. Celles-ci ont pour effet de masquer le tremblement de terre indiqué par la flèche blanche parmi les effets ionosphériques . b) Carte du contenu électronique total (TEC) calculé à partir de la méthode split range-spectrum. c) Délais ionosphériques estimés à partir du TEC. d) Interférogamme corrigé des délais ionosphériques, où le séisme apparaît désormais visiblement (d'après Gomba et al., 2016).	61
1.34	Principe de la méthode split range-spectrum (He et al., 2018).	62
1.35	Découpage du spectre d'une SLC en deux sous-bandes de fréquences centrales différentes (Brcic et al., 2010).	62
1.36	Contribution liée au traitement interférométrique. Exemple d'un interférogamme où la phase déroulée est marquée par une erreur de déroulement (en bleu).	64
1.37	Chaîne de traitement ISCE.	66

- 1.38 Inversion d'une série temporelle. L'inversion du problème inverse posé lors d'une analyse en séries temporelles permet de retrouver soit $\delta\phi_a$ soit ϕ_a . Les lignes rouges représentent les couvertures temporelles des interférogrammes $\Phi_{a,b}$, entre des acquisitions a et b . Les lignes bleues correspondent aux incréments de phases $\delta\phi_a$, entre deux acquisitions successives a et $a + 1$ (Jolivet, 2011). 71
- 1.39 Comparaison de l'efficacité de trois méthodes d'inversion dans le cas de *subsets* déconnectés. a) Représentation des lignes de base temporelles (abscisses) et spatiales (ordonnées) des trois sous-ensembles d'interférogrammes synthétiques. b) Modèle synthétique de l'évolution d'un pixel dans le temps, simulé à partir de la somme de la déformation du sol et d'un bruit blanc gaussien d'une amplitude de 1 rad. c) Evolution temporelle du pixel reconstruite à partir de la méthode d'inversion en moindre carrés développée par Usai (2003). L'interpolation linéaire permet de relier des *subsets* couvrant une même période de temps (rouge vif). d) Evolution temporelle du pixel reconstruite à partir de la méthode SBAS proposée par Berardino et al. (2002). e) Evolution temporelle du pixel reconstruite à partir de la méthode SBAS contrainte, proposée par López-Quiroz et al. (2009). Ici, les *subsets* 2 et 3 peuvent être reliés, là où une méthode SBAS échoue. (Jolivet, 2011). 73
- 1.40 Comparaison des méthodes SBAS (a et b) et PS (c et d). Les approches SBAS sont basées sur l'utilisation d'un réseau d'interférogrammes à petites lignes de base (b), où la rétrodiffusion d'un pixel est définie comme la somme des contributions de chaque réflecteur contenus dans celui-ci (a). Les approches PS génèrent quant à elles un réseau d'interférogrammes à partir d'une seule et même image maîtresse (c), quelque soit leur ligne de base temporelle (axe des abscisses) ou perpendiculaire (axe des ordonnées), et sont basées sur le suivi temporel de réflecteurs permanents sélectionnés en raison de la stabilité temporelle de leurs phases (d) (Hooper et al., 2007). 75
- 2.1 Spatio-temporal resolutions of a) ERA-Interim, b) ERA-5 and c) HRES datasets, on central Turkey. Red box represents the InSAR footprint area. 87
- 2.2 Elevation profiles of inter-model differences in a) pressure, b) temperature and c) humidity for 171 dates spanning October 2014 to September 2018. 88

2.3	Elevation profiles of mean inter-model differences in relative delays of all interferograms. Differences are represented for a) total, b) wet and c) dry delays.	89
2.4	Elevation profiles of inter-model differences in relative delay between acquisitions of January 11, 2018 and March 24, 2018. Differences are represented for a) total, b) wet and c) dry delays.	90
2.5	Qualitative comparison of atmospheric corrections performed using the three GAM of this study. a) Original interferogram combining acquisitions of the 11 th January to 24 th March 2018. b) DEM. c), d) and e) Atmospheric delays computed from ERA-Interim, HRES and ERA-5 products. f), g) and h) Corresponding interferograms corrected from atmospheric delay. Square boxes show the area plotted on figure 3.3.	93
2.6	Square boxes plotted on figure 3.2 to show performance of ERA-5 to predict small-wavelength signal related to topography. a) Original interferogram impacted by small-wavelength signal related to topography. b) ERA-5 delay. c) Resulting interferogram, corrected from small-wavelength signal related to topography. d) DEM. Bottom) Corresponding phase-elevation relationships.	94
2.7	Statistical comparison of atmospheric corrections. Each dot represents an interferogram. a) Standard deviation of interferograms corrected with ERA-Interim versus ERA-5. b) Standard deviation of interferograms corrected with HRES versus ERA-5. c) Standard deviation of interferograms corrected with ERA-Interim versus HRES. d) Standard deviation of original interferograms versus interferograms corrected with ERA-5. The best correction is color-coded in green.	95
2.8	a) Variance reduction for an interferogram combining acquisitions of the 11 th January and 24 th March 2018, where phase delays are well corrected using ERA-5. b) Variance reduction for an interferogram combining acquisitions of the 27 th January and 15 th May 2015, where phase delays are poorly corrected using ERA-5. c) DEM.	97
2.9	a) Interferogram combining acquisitions of the 11 th January and 24 th March 2018, corrected with ERA-5 products. b) DEM. c) ERA-5 delay map. d) STD map of the 10 ensemble members of ERA-5, which gives uncertainties on the estimated delay.	99

2.10	a) Standard deviations of uncertainty maps over time. Each dot correspond to an uncertainty map associated to a delay map. b) Histogram of standard deviations of uncertainty maps. c) Interferograms variance reductions over time. d) Interferograms variance reductions versus standard deviations of uncertainty maps.	101
2.11	Variance reductions function of standard deviations of ERA-5 uncertainties a) for an interferogram where phase delays are well corrected using ERA-5 and b) for an interferogram where phase delays are poorly corrected using ERA-5 (cf. Figure 3.5). Each dot corresponds to a 100x100 km window.	102
2.12	Probability density function (PDF) of the variance reduction of interferograms corrected with native ERA-5 (30 km/1hr), ERA-Interim (80km/6hr), spatially downsampled ERA-5 (80km/1hr), temporally downsampled ERA-5 (30km/6hr) and spatio-temporally downsampled ERA-5 (80km/6hr).	103
3.1	Algorithm implementation. First, we build the network of triplets. We process then each triplet. We identify unwrapping errors and reference regions using triplet phase closure. We correct each unwrapping error using a two-steps detection, with the flux method or with the mean closure method, in case the flux method cannot determine which interferogram to correct.	110
3.2	Closure maps (left) and profiles across an unwrapping error (right). Top) Closure from unwrapped interferograms. Center) Closure from wrapped interferograms. Non zero closure is due to multilooking. Bottom) Total closure computed by removing misclosures due to multilooking effects.	112
3.3	Steps to identify and correct an unwrapping error by the so-called flux method. a) Total phase closure of the triplet. b-c) Masked pixels within the unwrapping error zone are filled by erosion and dilation tool. d) Erosion and dilation of the unwrapping error zone to identify inner (red) and outer (blue) border. e) Computation of flux vectors between outer and inner pixels of the unwrapping error.	113

3.4	Results for Envisat dataset in Lebanon. a) Example of an interferogram spanning 2004/08/01 - 2008/07/06 which contains unwrapping errors (red circles). b) and c) Zooms of not corrected and corrected unwrapped interferograms. Error 1 is well corrected by the algorithm. Errors 2 and 3 are challenging areas, where the high fringe gradient, visible on wrapped interferograms, disappears by filtering before unwrapping (arrows in b). The algorithm restores the correct positions of offsets (arrows in c). d), e), f) and g) Zooms of unwrapping errors 2 and 3 on wrapped interferograms, before and after filtering. Filtering erases fringes in high fringe rate regions (arrows).	116
3.5	Results for Sentinel-1 dataset in Turkey. a) Perpendicular baseline plot with corrected triplets in black. Dots are SAR acquisitions and lines are interferograms. b) Histogram of the number of interferograms corrected as a function of percentage of corrected pixels. c) and d) Examples of corrections spanning 2017/04/22 - 2017/11/12 and 2017/03/05 - 2017/11/12, respectively.	118
3.6	Influence of unwrapping error corrections on time series analysis. a) Velocity map calculated from a stack of interferograms not corrected from unwrapping errors and b) from a stack of interferograms corrected from unwrapping errors. c) Differences between a and b. d) e) and f) Profiles across a, b and c, respectively.	119
3.7	Influence of unwrapping errors on root mean square (RMS) maps. a) and c) RMS maps where unwrapping errors are not corrected and corrected, respectively. Unwrapping errors have a large contribution on the estimation of RMS. b) and d) Histograms of RMS maps a and c, respectively.	120
4.1	a) Tectonic map of Turkey with mean GPS velocity (grey arrows) in a Eurasia fixed reference frame (Reilinger et al., 2006). The red lines show minor and major faults, the rectangles are the ALOS and Sentinel-1 image frames with track numbers used in this study. b) Recent rupture segments of large earthquakes that occurred in the 1990s, with the spatial extent of the Isetmpasa aseismic slip segment (Ambraseys, 1970; Barka, 1996; Stein et al., 1997; Barka et al., 2002; Cakir et al., 2003).	125
4.2	a) Shaded digital elevation model (DEM) over the North Anatolian fault, in northwestern Turkey, where the red lines indicate the Izmit and Isetmpasa aseismic segments of the fault (Aslan, 2019). b) View of the wall displacement at the train station of Isetmpasa (Ambraseys, 1970).	126

-
- 4.3 a) Measurements of aseismic slip during the period 1982-1990, recorded by the creep meter installed near the wall of the train station of Ismetpasa. b) Corresponding annual total aseismic slip measurements, obtained with the summation of surface displacements measured every year by the creep meter (Altay & Sav, 1991). 127
- 4.4 History of the aseismic slip rate over time, estimated by various measurements. Horizontal bars are the temporal coverages of the measurements, vertical bars represents the associated errors. The hypothesis, still debated, is that aseismic slip rate decreasing over time since the last rupture in 1944, following an exponential postseismic slip, until reaching a constant value of 8 mm/yr over the last 10 years. (Cetin et al., 2014). 128
- 4.5 Mechanical model of a fault, based on the rate-and-state empirical friction laws. The fault exhibits a stable sliding (constant aseismic slip) at shallow and deep depths (blue colors), and an unstable sliding between these two regions, where fault is locked and prone to earthquake ruptures (red colors) (Scholz, 1998). 129
- 4.6 Plots of perpendicular baselines of a) Sentinel-1 track T87 interferograms and b), c) and d) ALOS tracks T602, T603, and T604 interferograms, used to compute velocity fields and time series. Dots corresponds to SAR images and lines represent the interferograms. Red dots indicate master images chosen for the coregistration procedure. The first acquisition of each dataset is selected as the master date for the time series analysis. 131
- 4.7 InSAR fault-parallel and LOS velocity fields derived from ALOS data covering the period 2007-2011, assuming that radar LOS displacements are due to purely horizontal and parallel motion on the North Anatolian fault, here with a local strike of N70. Movements away from (resp. toward) the satellite are shown with cool (resp. warm) colors, and are consistent with the right-lateral motion of the NAF. Cities of Gerede and Ismetpasa are designated by square symbols. 133
- 4.8 InSAR fault-parallel and LOS velocity fields derived from Sentinel-1 data covering the period 2014-2018, assuming that radar LOS displacements are due to purely horizontal and parallel motion on the North Anatolian fault, here with a local strike of N70. Movements away from (resp. toward) the satellite are shown with cool (resp. warm) colors, and are consistent with the right-lateral motion of the NAF. Cities of Gerede and Ismetpasa are designated by square symbols. 134

- 4.9 Example of a Sentinel-1 fault perpendicular velocity profile, illustrating the two fitting procedures used to estimate aseismic slip rates along the fault (along all the fault perpendicular velocity profiles). Aseismic slip rate is calculated as the offset of velocity (black dots) between the two sides of the fault, using a linear (green color) or an elastic dislocation model (red color) approximation. 135
- 4.10 Estimation of the aseismic slip rate along the North Anatolian fault, using two different fitting procedures, from a) ALOS, and b) Sentinel-1 data. Results with a tangent arc fit are shown in red, and with a linear fit in green. Error bars are calculated from the RMSE of the fitted function. Profiles P1 and P2 are shown in the Figure 4.11. . . . 136
- 4.11 Comparison of fitting procedures with two examples of velocity profiles. a) An elastic dislocation model to fit ALOS data leads to overestimate the aseismic slip rate (outlier). b) An elastic dislocation model to fit Sentinel-1 data leads to a systematic overestimation of the aseismic slip rate along the fault. 137
- 4.12 Elastic dislocation model applied in the case of slow slip events. a) Elastic dislocation model for a traditional earthquake, where displacement occurs instantaneously (what we use in this study). b) Interseismic loading contribution. c) Elastic dislocation model for a slow slip event that occurs during 6 months along the North Anatolian fault (what we have to do in a future work). 138
- 4.13 Mean fault-parallel velocity fields derived from a) ALOS and b) Sentinel-1 data. The extents of the aseismic section and 1943 and 1944 earthquake ruptures are indicated with black arrows. c) Estimations of aseismic slip rate along the fault, calculated using a linear fitting procedure of ALOS (red color) and Sentinel-1 (blue color) fault perpendicular velocity profiles. Error bars are computed from the sum of the two root-mean-square error (RMSE) of the two fitted lines (on the two sides of the fault places). 139
- 4.14 Comparison of aseismic slip rates along the fault derived from ALOS (red color) and Envisat (green color) velocity fields. 140

4.15	Example to illustrate how the aseismic slip rate is affected by the temporal coverage of the satellite. Synthetic data are represented with black circles, and estimations of slip rates using linear fits with red and green dotted lines for ALOS and Envisat satellites, respectively. a) Velocity is made of transient events, hence a difference in temporal coverage of the satellite leads to under or overestimate the average velocity. b) Velocity is constant in time, thus a difference in temporal coverage of the satellite does not affect the estimation of the average velocity.	141
4.16	Time series of aseismic slip along a fault perpendicular profile (P233 in figures 4.8 and 4.17), estimated from Sentinel-1 data. Error bars of aseismic slip rates are computed from the sum of the two root-mean-square error (RMSE) of the two fitted lines (on the two sides of the fault). The spline function clearly shows, at least, two slow slip events that started around April 2016 and April 2017, respectively. Each of these events occur during almost 6 months, causing around 4 and 6 mm of LOS displacement, respectively.	142
4.17	Spatial extents of the three slow slip events detected in the time series of aseismic slip along the fault (see Table 4.1 for characteristics). . .	144
4.18	Eastward propagation of the 3 rd slow slip event detected using a spline fitting function. The fault begins to slip in the western part of the aseismic section, from profiles 227 to 252 (blue color), and then migrates toward the eastern section in two steps, first from profiles 253 to 267 (red color), and second from profiles 268 to 275 (green colors). Locations of specific profiles are shown in Figure 4.8).	145
4.19	a) History of the aseismic slip rate over time, estimated by various measurements, at Ismetpasa. Horizontal bars are temporal coverages of the measurements, vertical bars represents the associated errors. The first hypothesis is that aseismic slip rate decreases over time since the last rupture in 1944, following an exponential postseismic slip, until reaching a constant value of 8 mm/yr over the last 10 years. Aseismic slip rates estimated in our InSAR study are consistent with previous studies (red color) (Cetin et al., 2014). b) Our results suggest aseismic slip is episodic rather constant in time, and made of transient events, thus aseismic slip consists of a serie of bursts (accelerations) rather than a continuous line.	147
5.1	Permanent GPS stations installed along the central segment of the North Anatolian fault. The turkish network is represented by green squares, and our network by yellow squares.	151

Liste des tableaux

1.1	Descriptif des satellites ALOS et Sentinel-1 utilisés dans le cadre de cette thèse.	34
2.1	Differences between ERA-Interim, ERA-5 and HRES datasets.	85
3.1	Default values for the algorithm thresholds	111
4.1	Characteristics of the three slow slip events detected using a spline fitting function.	143

RÉSUMÉ

Une faille accumule de l'énergie au cours du temps en raison du mouvement des plaques tectoniques et est dite bloquée car aucun mouvement du sol ne s'opère. Lorsque l'énergie devient trop importante, une rupture soudaine (séisme) se produit. Cependant, certaines failles peuvent glisser asismiquement, sans générer d'ondes sismiques. Toutefois, la relation entre glissement sismique et asismique n'est pas bien comprise, notamment les mécanismes à l'origine du glissement asismique.

L'une des façons de regarder la Terre bouger est de reconstituer des films de la déformation du sol au cours du temps à l'aide d'images acquises par des satellites, préalablement corrigées pour diminuer leur niveau de bruit et les rendre moins floues.

Nous étudions le comportement asismique de la faille Nord Anatolienne, où nous détectons des glissements de quelques millimètres se produisant pendant plusieurs mois, que nous quantifions afin d'obtenir une meilleure compréhension des mécanismes à l'origine de ces glissements asismiques.

MOTS CLÉS

Géodésie spatiale, Déformation, Séismes lents, Failles actives.

ABSTRACT

A fault accumulates energy over time due to the motion of tectonic plates, thus is locked as there is no movement of the ground. When the accumulated energy becomes too high for the rocks to hold, a rapid rupture (earthquake) occurs. However, some faults may slip aseismically, hence without generating devastating seismic waves. However, the relation between seismic and aseismic slip is not well understood, especially the mechanisms at the origin of aseismic slip.

One of the ways to watch the Earth move is to reconstruct movies of ground deformation over time using images acquired by satellites, previously corrected to reduce their level of noise and to make them less blurred.

We focus on the seismic behavior of a 100 km-long segment of the North Anatolian fault, where we detect slow slips of a few millimeters occurring for several months. We then try to quantify them in order to obtain a better understanding of the mechanisms associated to these aseismic slip events.

KEYWORDS

Spatial geodesy, Deformation, Slow slips, Active faults.

