



**HAL**  
open science

# Caractérisation des déformations tectoniques inter-sismiques de l'île de Taiwan par interférométrie radar

Johann Champenois

► **To cite this version:**

Johann Champenois. Caractérisation des déformations tectoniques inter-sismiques de l'île de Taiwan par interférométrie radar. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Paris-Est, 2011. Français. NNT : . tel-00702283

**HAL Id: tel-00702283**

**<https://theses.hal.science/tel-00702283>**

Submitted on 29 May 2012

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

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

# UNIVERSITÉ — — PARIS-EST

ÉCOLE DOCTORALE MSTIC

## T H È S E

Présentée par

**M. Johann CHAMPENOIS**

soutenue le **12 Décembre 2011** en vue de l'obtention du

**DOCTORAT de l'UNIVERSITÉ PARIS-EST MARNE-LA-VALLÉE**

Spécialité : Science de l'Information Géographique

Titre :

## Caractérisation des déformations tectoniques inter-sismiques de l'île de Taiwan par interférométrie radar

### MEMBRES du JURY :

M. Jean-Philippe AVOUAC	Professeur	Caltech, USA	<i>(Rapporteur)</i>
M. Stéphane DOMINGUEZ	Chargé de recherche CNRS	Université Montpellier 2, France	<i>(Rapporteur)</i>
M. Jean CHOROWICZ	Professeur émérite	Université Paris 6, France	<i>(Examineur)</i>
M. Andy HOOPER	Assistant Professor	TU Delft, Pays-Bas	<i>(Examineur)</i>
M. Jyr-Ching HU	Professor	National Taiwan University, ROC	<i>(Invité)</i>
M. Erwan PATHIER	Maître de conférences	Université Joseph Fourier, France	<i>(Invité)</i>
M. Hervé LE MEN		IGN, France	<i>(Invité)</i>
M. Benoît DEFFONTAINES	Professeur	Université Paris-Est, France	<i>(Co-directeur de thèse)</i>
Mme Bénédicte FRUNEAU	Maître de conférences	Université Paris-Est, France	<i>(Co-directrice de thèse)</i>



# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Interférométrie Radar : principe, méthodes et limites</b>	<b>7</b>
2.1	Image Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO) . . . . .	9
2.1.1	Acquisition et géométrie d'une image RSO . . . . .	9
2.1.2	Contenu d'une image RSO complexe . . . . .	14
2.1.2.1	Mesure de phase d'une cible élémentaire . . . . .	15
2.1.2.2	Mesure de phase d'une cellule de résolution . . . . .	15
2.2	Interférométrie radar et mesure des déplacements . . . . .	17
2.2.1	Phase interférométrique . . . . .	18
2.2.2	Contenu de la phase interférométrique . . . . .	20
2.2.2.1	Contribution orbitale . . . . .	21
2.2.2.2	Contribution topographique . . . . .	22
2.2.2.3	Contribution atmosphérique . . . . .	23
2.2.2.4	Terme de déformation . . . . .	27
2.2.3	Interférométrie radar différentielle (DInSAR) : mesure de déplacement . . . . .	29
2.3	Limites de la mesure des déplacements par interférométrie radar différentielle . . . . .	30
2.3.1	Perte de cohérence . . . . .	30
2.3.2	Déroulement de phase . . . . .	34
2.3.3	Délais atmosphériques . . . . .	35
2.3.4	Mesure et gradient de déformation . . . . .	36
2.4	Analyse en série temporelle (multi-images) . . . . .	37
2.4.1	Sommation d'interférogrammes . . . . .	38
2.4.2	Méthode des petites lignes de base (SB) . . . . .	39
2.4.3	Méthode des réflecteurs persistants (PS) . . . . .	42
2.4.3.1	"Permanent Scatterer Technique" ( <i>Ferretti et al.</i> , 2000 et 2001) . . . . .	44
2.4.3.2	"Stanford Method for Persistent Scatterer" ( <i>Hooper et al.</i> , 2007) . . . . .	47
2.4.3.3	Avantages et limites des méthodes par réflecteurs persistants . . . . .	50



<b>3</b>	<b>Taiwan : un laboratoire naturel pour la mesure des déplacements</b>	<b>53</b>
3.1	Contexte géodynamique Taiwanais . . . . .	55
3.2	Structures et néotectonique de Taiwan . . . . .	58
3.3	Déformation actuelle à Taiwan . . . . .	64
3.3.1	Déformation associée aux séismes . . . . .	65
3.3.2	Déformation inter-sismique verticale et horizontale . . . . .	68
3.4	Apports et limites des études par interférométrie radar à Taiwan . . . . .	71
3.4.1	Intérêts de l'interférométrie radar PS à Taiwan . . . . .	73
3.4.2	Limitations de l'interférométrie sur l'île de Taiwan . . . . .	75
3.4.2.1	Entre urbanisation et végétation . . . . .	75
3.4.2.2	Le climat tropical humide . . . . .	77
3.4.2.3	Le relief très escarpé . . . . .	79
3.5	Choix des zones d'études et données radar disponibles . . . . .	80
3.5.1	La sélection des régions d'études . . . . .	80
3.5.2	Les données ERS, ENVISAT et ALOS . . . . .	83
<b>4</b>	<b>Étude de l'activité inter-sismique de la Vallée Longitudinale</b>	<b>87</b>
4.1	Présentation de la Vallée Longitudinale . . . . .	88
4.1.1	Contexte tectonique et géologique . . . . .	90
4.1.2	Historique sismique de la Vallée Longitudinale . . . . .	92
4.1.3	30 ans de mesures géodésiques . . . . .	95
4.2	Partie Sud de la Vallée : de Rueisuei à Taitung . . . . .	96
4.2.1	Étude des déformations inter-sismiques de la LVF à l'aide de la méthode des réflecteurs persistants et des données PALSAR . . . . .	97
4.2.1.1	Introduction . . . . .	98
4.2.1.2	ALOS data and SAR Interferometry . . . . .	103
4.2.1.3	Intersismic surface deformation analysis . . . . .	106
4.2.1.4	Surface creep rates estimation . . . . .	117
4.2.1.5	Discussion and conclusions . . . . .	120
4.2.2	Analyse temporelle de la déformation inter-sismique . . . . .	123
4.2.3	Campagnes de validation terrain et comparaison des tracés de faille . . . . .	127
4.2.4	Comparaison avec les précédentes études interférométriques . . . . .	132
4.2.5	Analyse des terrasses de Pingting . . . . .	140

---

4.3	Partie Nord de la Vallée : de Hualien à Rueisuei . . . . .	149
4.3.1	Données RSO et traitements interférométriques . . . . .	149
4.3.2	Déplacements entre 2007 et 2010 . . . . .	151
4.3.3	La déformation à Guangfu . . . . .	154
4.4	Synthèse des déformations tectoniques de la Vallée Longitudinale entre 2007 et 2010 . . . . .	157
<b>5</b>	<b>Suivi des déformations tectoniques du Sud et de l’Ouest de Taiwan</b>	<b>161</b>
5.1	Présentation de la néotectonique du Sud et de l’Ouest de l’île . . . . .	162
5.2	Étude de la terminaison Sud de l’île : la péninsule de Hengchun . . . . .	166
5.2.1	Présentation de la zone . . . . .	166
5.2.2	Données radar et traitement PS-InSAR . . . . .	169
5.2.3	Cartes des déplacements moyens et des incertitudes associées . . . . .	170
5.2.4	Analyse spatio-temporelle du glissement intersismique de la faille de Hengchun . . . . .	173
5.2.5	Localisation et estimation des zones de subsidence . . . . .	178
5.2.6	Comparaison avec les autres mesures géodésiques . . . . .	178
5.3	Études préliminaires des déformations de la Plaine Côtière . . . . .	183
5.3.1	Évolution de la déformation autour de l’anticlinal de Tainan . . . . .	185
5.3.2	Évolution du glissement de la faille de Fengshan . . . . .	188
<b>6</b>	<b>Conclusions</b>	<b>191</b>
	<b>Annexes</b>	<b>195</b>
<b>A</b>	<b>Annexes Chapitre 2</b>	<b>197</b>
<b>B</b>	<b>Annexes Chapitre 4</b>	<b>199</b>
<b>C</b>	<b>Annexes Chapitre 5</b>	<b>207</b>
	<b>Liste des figures</b>	<b>227</b>



# Introduction

---

Le concept de dérive des continents a été formulé pour la première fois au XX<sup>e</sup> siècle par le climatologue allemand Alfred Wegener (1912-1915). À l'époque, si la constatation s'impose l'origine du déplacement de la surface terrestre avait été très discuté, et ce n'est qu'en 1967 que la théorie synthétique de la tectonique des plaques a été énoncée clairement par William Jason Morgan, Dan McKenzie et Xavier Le Pichon (lequel distingua un an plus tard 8 plaques lithosphériques majeures). Le modèle actuel fait état que les plaques tectoniques sont l'expression en surface des mouvements de convection existant dans le manteau terrestre. Les interactions inter-plaques se décomposent en trois types : le coulissage, la divergence et la convergence (qui correspond aux zones de subduction et de collision). Ainsi, les forces tectoniques mises en jeu par la dynamique des plaques au cours de ces interactions façonnent les grandes formes du relief terrestre (complétée par les phénomènes d'érosion) et créent, par la même occasion, de grandes structures tectoniques appelées failles. Le relâchement des énormes quantités d'énergie engendrées par le mouvement des plaques peut se faire à des échelles de temps et d'espace différents. En effet, dans le cas des orogènes (correspondant au mécanisme de formation des chaînes de montagne), la libération se fait sur plusieurs dizaines de millions d'années, contrairement aux séismes, où il ne dure que quelques secondes. Cette diversité spatio-temporelle dans les processus tectoniques est à l'origine de très nombreuses recherches, dont le but est de mieux appréhender la tectonique des plaques actuelle et les déformations de la surface terrestre.

L'île de Taiwan, située au Sud-Est de la Chine et au Sud-Ouest du Japon, est un exemple des déformations engendrés suite à l'interaction entre deux plaques tectoniques. En effet, Taiwan résulte de la collision entre la plaque Eurasie à l'Ouest et la plaque Philippines à l'Est. Cette collision, qui se produit avec une vitesse de convergence extrê-

mement élevée (supérieure à 8 cm/an), a conduit à la création d'une chaîne de montagne culminant à plus de 3 900 m (Mont Yu Shan) et à de très nombreuses structures tectoniques (failles, plis, etc.). La libération des forces tectoniques engendrées par cette collision s'observe de deux manières : soit par un relâchement brutal lors de séismes (pas moins de 11 séismes avec une magnitude supérieure à 6 ont été enregistrés au cours des 15 dernières années), soit par une relaxation plus ou moins continue "au niveau" des structures tectoniques. L'étude de la tectonique active à Taiwan, et plus précisément des structures actives, présente un double intérêt : améliorer la compréhension de l'évolution de la collision, et définir les zones à fort risque sismique dans une île comptant plus de 23 millions d'habitants (soit une densité de population de 629 hab. par km<sup>2</sup>, plaçant Taiwan au 6<sup>ème</sup> rang mondial). Cette analyse passe notamment par une localisation et une caractérisation précise des structures tectoniques actives responsables des déformations de surface. Ce type d'étude a été longtemps effectué à partir d'études géologiques ou géomorphologiques, mais le développement des méthodes de mesure géophysique telles que le GPS (Global Positioning System) ou le nivellement de précision ont rendu possible le suivi de ces déformations récentes (aussi appelé néotectonique), et ont permis des avancées importantes dans la connaissance et la compréhension de phénomènes géodynamiques divers. L'échelle d'étude offerte, globale, reste néanmoins insuffisante pour une analyse plus fine des déformations à une échelle locale.

Depuis le début des années 90, la technique d'interférométrie radar offre la possibilité de détecter et mesurer ces déplacements de la surface terrestre avec une densité de mesure beaucoup plus importante, qui plus est sur de grandes étendues spatiales. En effet, cette technique (basée sur la combinaison de deux images radar acquises à des dates différentes) fournit une carte des déplacements entre ces deux dates avec une précision subcentimétrique. L'interférométrie a ainsi démontré tout son potentiel pour la mesure des déplacements du sol d'origine tectonique, avec une première application spectaculaire concernant le séisme de Landers en 1992 [Massonnet et al., 1994]. C'est à partir de ce moment-là que l'interférométrie radar a connu un développement très important, avec une diversification de ses applications (études des déformations sismo-tectoniques, des déformations volcaniques, des glissements de terrain, etc.), rendue possible grâce à l'accroissement des données radar disponibles (ERS, Envisat, Alos, Cosmo-SkyMed, TerraSAR-X) et à une

---

augmentation des ressources informatiques (avec notamment l'augmentation des vitesses de calcul et des capacités de stockages).

L'interférométrie radar différentielle a déjà été appliquée à Taiwan [Fruneau et al., 2001, Pathier, 2003], principalement pour étudier des déplacements co-sismiques, comme par exemple lors du séisme de Chi-Chi de Septembre 1999 [Pathier et al., 2003]. Mais cette technique a, de manière générale, montré ses limites, comme notamment pour l'étude de zones à forte végétation, conduisant à une perte d'information sur les déplacements de la surface terrestre. C'est pourquoi, à partir du début des années 2000, ont été développées de nouvelles méthodes interférométriques, se basant sur une analyse multi-images des données radar, afin de s'affranchir de ces limites. De ce fait, les techniques des petites lignes de base (appelées Small Baseline, SB) et des réflecteurs persistants (appelées Persistent Scatterer, PS) ont été proposées, et permettent d'obtenir des densités de points de mesure très importantes, mais aussi de pouvoir effectuer un suivi temporel des déplacements du sol (avec l'obtention d'une mesure pour chaque image radar utilisée). L'application à Taiwan de ces techniques multi-images novatrices est alors apparue comme toute naturelle, compte-tenu de son contexte tectonique et de la vitesse de convergence élevée engendrant des déformations de surface importantes, en particulier pour l'étude de la phase inter-sismique.

Ce travail de thèse se base sur l'application particulière de la technique des réflecteurs persistants (PS) à différentes zones de l'île de Taiwan. Pour se faire, nous utilisons des données PALSAR provenant du satellite japonais ALOS. Celles-ci ont la particularité d'avoir été acquises avec des caractéristiques différentes des images provenant des autres satellites tels que ERS ou Envisat, utilisées lors des précédentes études (la longueur d'onde des données PALSAR, en bande L, est cinq fois supérieure à celle des données en bande C, soit 23,6 cm). En effet, l'utilisation de ces données permet de diminuer grandement le problème lié à la présence de végétation. L'application de la technique des réflecteurs persistants autorise donc une localisation précise des structures actives, ainsi qu'une quantification de leur activité.

Par conséquent, **l'objectif principal de ce travail est de localiser et caractériser les déformations tectoniques de surface survenant entre deux séismes (appelées déformations inter-sismiques) sur l'île de Taiwan à l'aide de la technique**

**des réflecteurs persistants.**

Étant donné le nombre conséquent de données géodésiques disponibles sur l'île, une confrontation des mesures obtenues par la technique des réflecteurs persistants est possible, notamment avec les mesures par GPS permanent, permettant ainsi de valider ces résultats interférométriques. Pour ce travail de thèse, trois zones ont été sélectionnées en fonction de leur importance dans l'orogène Taiwanais : la Vallée Longitudinale (à l'Est), la péninsule de Hengchun (au Sud) et le Sud-Ouest de Taiwan qui compte notamment la seconde ville du pays Kaohsiung.

Ce manuscrit est organisé autour de quatre chapitres :

Le **chapitre 1** est consacré à l'interférométrie radar, nous rappelons son principe général, et expliquons comment, à partir d'images radar, il est possible d'extraire une mesure de déplacements. Cependant, certaines limites à cette mesure doivent être prises en compte et feront l'objet d'une section entière dans ce chapitre. Ensuite, les différentes méthodologies liées aux analyses en séries temporelles (PS et SB) seront développées, ainsi que leurs avantages et limites. L'objectif de ce chapitre est de présenter l'interférométrie radar dite "classique" et multi-images de manière générale, mais elle ne se veut pas exhaustive.

Le **chapitre 2** est une présentation du contexte géodynamique de Taiwan. Les principales structures tectoniques ainsi que la déformation actuelle y seront détaillées. Par la suite, les avantages et les limites des études par interférométrie radar à Taiwan seront discutées, afin de cerner les problèmes qu'il est possible de rencontrer lors de ce travail de thèse. Pour finir, nous expliquerons le choix des zones d'études en détaillant les intérêts géologiques ainsi que les données disponibles pour chaque zones.

Les **chapitres 3 et 4** présentent les applications particulières de la technique des réflecteurs persistants avec les données PALSAR sur les différentes zones d'études. Le chapitre 3 s'attache aux déformations affectant la Vallée Longitudinale, avec des déplacements de surface très importants (de l'ordre de 3 cm). Les résultats de déplacements inter-sismiques autour des failles de la Vallée Longitudinale et de Luyeh y seront analysés. Le chapitre 4 quant à lui, traite des déformations lentes de la terminaison Sud de l'île et

du Sud-Ouest. Un étude détaillée de la péninsule de Hengchun sera proposée, suivie de l'étude préliminaire des déformations tectoniques affectant la Plaine Côtière.

Les conclusions de ce manuscrit feront l'objet d'une synthèse des travaux réalisés et des déformations de surface détectées. Ensuite, nous effectuerons un inventaire précis des nouvelles structures identifiées et cartographiées. Pour finir, le potentiel des techniques par réflecteurs persistants et des données PALSAR sur l'île de Taiwan sera discuté, ainsi que les perspectives ouvertes par ce travail de thèse.





# Interférométrie Radar : principe, méthodes et limites

---

## Sommaire

---

<b>2.1</b>	<b>Image Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO) . . . . .</b>	<b>9</b>
2.1.1	Acquisition et géométrie d'une image RSO . . . . .	9
2.1.2	Contenu d'une image RSO complexe . . . . .	14
2.1.2.1	Mesure de phase d'une cible élémentaire . . . . .	15
2.1.2.2	Mesure de phase d'une cellule de résolution . . . . .	15
<b>2.2</b>	<b>Interférométrie radar et mesure des déplacements . . . . .</b>	<b>17</b>
2.2.1	Phase interférométrique . . . . .	18
2.2.2	Contenu de la phase interférométrique . . . . .	20
2.2.2.1	Contribution orbitale . . . . .	21
2.2.2.2	Contribution topographique . . . . .	22
2.2.2.3	Contribution atmosphérique . . . . .	23
2.2.2.4	Terme de déformation . . . . .	27
2.2.3	Interférométrie radar différentielle (DInSAR) : mesure de déplacement	29
<b>2.3</b>	<b>Limites de la mesure des déplacements par interférométrie ra-</b>	
	<b>dar différentielle . . . . .</b>	<b>30</b>
2.3.1	Perte de cohérence . . . . .	30
2.3.2	Déroulement de phase . . . . .	34
2.3.3	Délais atmosphériques . . . . .	35
2.3.4	Mesure et gradient de déformation . . . . .	36
<b>2.4</b>	<b>Analyse en série temporelle (multi-images) . . . . .</b>	<b>37</b>

---

2.4.1	Sommation d'interférogrammes . . . . .	38
2.4.2	Méthode des petites lignes de base (SB) . . . . .	39
2.4.3	Méthode des réflecteurs persistants (PS) . . . . .	42
2.4.3.1	"Permanent Scatterer Technique" ( <i>Ferretti et al.</i> , 2000 et 2001) . . . . .	44
2.4.3.2	"Stanford Method for Persistent Scatterer" ( <i>Hooper et al.</i> , 2007) . . . . .	47
2.4.3.3	Avantages et limites des méthodes par réflecteurs persistants	50

---

Ce travail de thèse est une application particulière de l'interférométrie radar pour la mesure des déplacements de la surface terrestre. Cette technique est basée sur l'utilisation d'images de Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO) acquises sur une même zone mais à des dates différentes.

L'interférométrie radar a pu être définie comme l'ensemble des méthodes exploitant la phase de deux images RSO. Dans les années 90, l'interférométrie radar différentielle était l'unique méthode pour extraire les déplacements de la surface terrestre à partir d'images RSO. Basée sur la différence de phase de deux images RSO, elle permet d'obtenir des interférogrammes et par la suite des cartes de déplacements du sol avec une précision subcentimétrique sur de larges étendues spatiales, entre les deux dates d'acquisition. Néanmoins, à la fin des années 90, certaines limites à cette technique sont apparues, comme la présence d'artefacts atmosphériques sur les interférogrammes pouvant être confondus avec des déplacements, ou encore l'incapacité d'utiliser certains images aux configurations trop extrêmes.

Dans le but de pallier ces limites, d'autres méthodes interférométriques ont été développées à partir des années 2000, basées non-plus sur l'utilisation de deux images RSO mais sur une série d'images. Ces méthodes récentes, appelées multi-images, peuvent être décomposées en trois classes : la sommation d'interférogrammes, la méthode des petites lignes de base, et enfin la méthode des réflecteurs persistants.

Ce chapitre abordera dans un premier temps les bases de l'imagerie radar à synthèse d'ouverture, avant d'expliquer comment l'interférométrie radar permet d'accéder à la mesure des déplacements de la surface terrestre. Puis une section sera consacrée aux limites

de cette mesure, ayant conduit au développement des méthodes interférométriques multi-images, qui seront détaillées en dernière partie. Une attention particulière sera apportée à la méthode des réflecteurs persistants que ce travail de thèse se propose d'employer.

## 2.1 Image Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO)

Une image de Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO) est une image dont la résolution a été améliorée par rapport à une image radar dite "brute". Ce passage d'une image radar brute à une image RSO se fait par le biais d'un important processus de traitement du signal, permettant au final d'améliorer grandement la résolution. Cette section ne se veut pas exhaustive, pour plus d'information nous renvoyons le lecteur vers des livres plus complets sur le sujet [Maître, 2001, Massonnet & Souyris, 2008].

### 2.1.1 Acquisition et géométrie d'une image RSO

Pour acquérir ce type de données, il est nécessaire d'utiliser un radar à visée latérale installé sur un satellite, un avion ou une navette spatiale (Figure 2.1). Seules les images RSO provenant d'acquisition satellite seront prises en compte dans la suite de ce chapitre.

Lors du déplacement du satellite (suivant l'axe azimutal), l'antenne radar éclaire la surface terrestre par l'envoi successif d'impulsions de micro-ondes (de façon latérale dirigée vers la droite) permettant ainsi de couvrir une bande continue du sol parallèle à l'orbite du satellite (appelée fauchée). Les ondes rétrodiffusées par la surface du sol après chaque envoi d'impulsion par l'antenne, sont captées et enregistrées par cette même antenne, chaque écho étant classé en fonction de son arrivée au niveau de l'antenne. Ceci se traduit par un classement en distance des objets (on parle d'écholocation des objets). La répétition à intervalle de temps régulier des impulsions (à la fréquence de répétition des impulsions appelée FRI) lors du déplacement du satellite permet de couvrir de grandes zones de la surface terrestre. L'enregistrement successif des échos de chaque impulsion permet de créer une image de données brutes, qui après traitement RSO, formera l'image radar de la surface du sol analysée. Les données brutes sont représentées sous forme d'un tableau bidimensionnel. La résolution de ces données correspond à la distance minimale

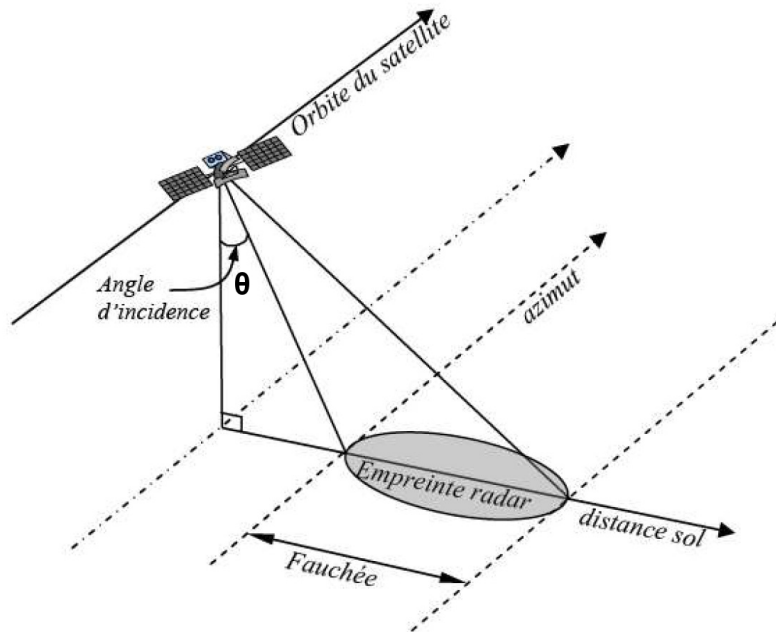


FIGURE 2.1: Géométrie d'acquisition et paramètres d'une image RSO. D'après Fruneau, 2011.

entre deux objets pouvant être différenciés dans l'image, en distance et en azimuth. Elle est dépendante des caractéristiques propres à chaque capteur radar (longueur d'antenne, longueur d'onde, angle d'incidence, etc...). Les capteurs radar sont dit "actifs" car ils sont leur propre source d'éclairage, contrairement aux capteurs optiques qui sont dit "passifs", car ils utilisent le soleil comme source d'éclairage. L'avantage des capteurs radar est donc leur capacité à acquérir des images du sol de jour comme de nuit.

Ainsi, la **résolution en azimuth** (parallèle au sens de déplacement du satellite) dépend de la longueur de l'antenne  $\mathbf{L}$ , de la longueur d'onde  $\lambda$  de l'onde électromagnétique émise et de la distance d'observation  $\mathbf{R}$ , correspondant à la distance sol-radar (équation 2.1) :

$$R_{az} = \frac{\lambda R}{L} \quad (2.1)$$

La taille des antennes ne pouvant être extrêmement grande, la résolution en azimuth est très mauvaise (d'ordre kilométrique). La synthèse d'ouverture va ainsi permettre de réduire de façon significative cette valeur.

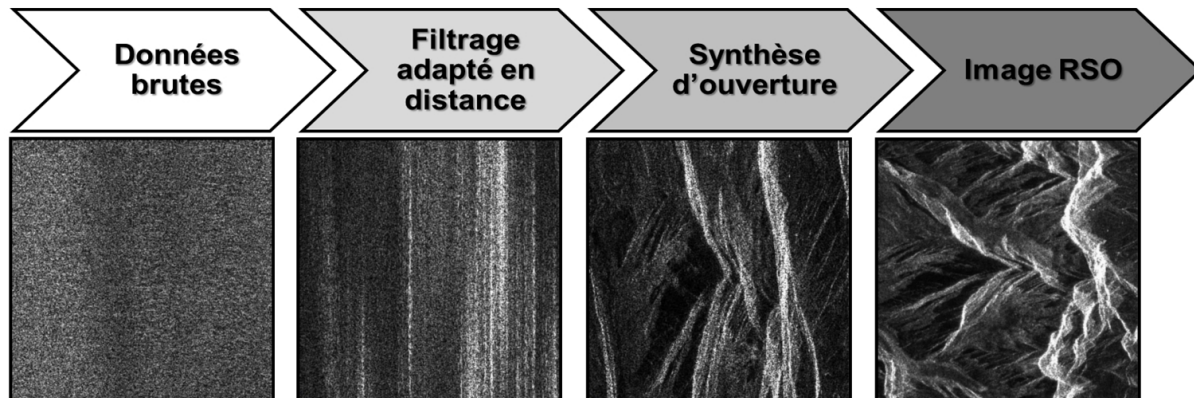


FIGURE 2.2: *Description et illustration du traitement RSO. Le traitement RSO se décompose en deux étapes : filtrage adapté en distance et synthèse d'ouverture.*

Quant à la **résolution en distance**, il s'agit en fait d'une résolution temporelle. Elle dépend principalement de la durée de l'impulsion  $\tau$  émise par l'antenne et est proportionnelle à la vitesse de la lumière  $c$  (équation 2.2) :

$$R_d = \frac{c\tau}{2} \quad (2.2)$$

Les résolutions en azimut et en distance sont médiocres et représentent une limite pour l'analyse de la surface terrestre à grande échelle. Grâce au traitement RSO, il est possible de générer à partir des données brutes une image finale de grande qualité avec des résolutions en distance et en azimut métriques. Ce traitement peut se décomposer en deux grandes parties : un filtrage adapté en distance (compression d'impulsion) et la synthèse d'ouverture (compression en azimut). La Figure 2.2 représente de manière synthétique les grandes étapes du traitement RSO. L'ordre des compressions en distance et en azimut peut être inversé car il n'y a aucune corrélation entre elles.

La **compression en distance** est effectuée par l'émission d'impulsions longues (appelée *chirp*) modulées en fréquence, permettant d'obtenir une résolution en distance ( $R_{d,sar}$ ) qui dépend exclusivement de la bande  $B_{chirp}$  (équation 2.3).

$$R_{d,sar} = \frac{c}{2B_{chirp}} \quad (2.3)$$

La résolution en distance projetée au sol s'exprime en fonction de la pente locale du

terrain  $\alpha$  et de l'angle d'incidence des ondes électromagnétiques émises  $\theta$  (équation 2.4). L'angle d'incidence augmente progressivement suivant l'axe des distance introduisant une distorsion au niveau de l'image.

$$R_{d,sar-sol} = \frac{R_{d,sar}}{\sin(\theta - \alpha)} \quad (2.4)$$

Le principe de la **compression en azimuth**, ou synthèse d'ouverture, est de simuler une antenne de très grande longueur à partir d'une antenne de longueur normale. En effet, un même objet est éclairé par un grand nombre d'impulsions consécutives (les empreintes au sol successives se chevauchant). Ainsi, la synthèse d'ouverture vient de l'utilisation de l'ensemble des positions de l'antenne pendant l'éclairage d'un même objet, afin de simuler une antenne de grande taille (avec une longueur égale au double de la largeur de l'empreinte radar au sol). Après le traitement en azimuth (on parle de focalisation), la résolution en azimuth  $R_{az,sar}$  ne dépend plus de la distance radar-sol mais seulement de la longueur de l'antenne  $L$  (équation 2.5).

$$R_{az,sar} = \frac{L}{2} \quad (2.5)$$

Le Tableau 2.1 présente les résolutions en azimuth et en distance pour les trois principaux radars à synthèse d'ouverture : ERS, ENVISAT et ALOS. Les valeurs données pour

TABLE 2.1: Tableau descriptif des systèmes radar utilisés pour les études interférométriques menées sur l'île de Taiwan.

	<b>ERS SAR</b>	<b>ENVISAT ASAR</b>	<b>ALOS PALSAR</b>
<b>L</b>	10 m	10 m	8,9 m
$B_{chirp}$	15,55 Mhz	15,55 Mhz	28 Mhz
$\theta$	entre 19,6 ° et 26,5 °	entre 19,6 ° et 26,5 °	entre 37,2 ° et 42,3 °
$R_{d,sar}$	8 m	8 m	5 m
$R_{d,sar-sol}$ terrain plat	entre 22 m et 29 m	entre 22 m et 29 m	entre 7 m et 9 m
$R_{az,sar}$	5 m	5 m	5 m

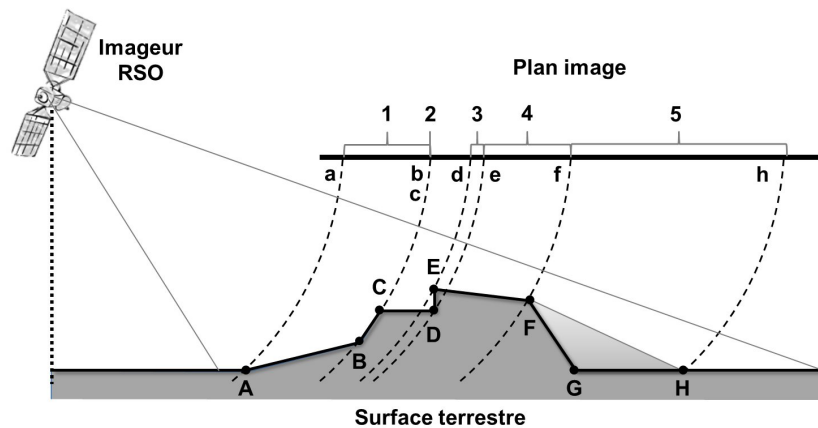


FIGURE 2.3: *Synthèse des déformations géométriques en distance produites par l'imagerie radar.* (1) Zone de compression. (2) Zone de recouvrement. (3) Zone d'inversion. (4) Zone de dilatation. (5) Zone d'ombre.

$R_{d,sar-sol}$  ont été calculées pour un terrain plat, c'est-à-dire avec  $\alpha = 0$ . À la fin du traitement RSO, le résultat obtenu peut être qualifié d'image avec des données enregistrées sous forme de complexe.

Le radar classe les objets du sol en fonction de leur distance sol-radar, ce qui entraîne des distorsions géométriques dans l'image à cause de la visée latérale, en fonction du relief de la surface terrestre balayée par le radar. La Figure 2.3 résume les cinq déformations géométriques que l'on peut rencontrer dans une image RSO. Il est possible de diviser ces déformations en deux catégories :

- Les zones de **compression** (1), de **recouvrement** (2) et d'**inversion** (3) sont situées au niveau des pentes faisant face à la ligne de visée du radar. Dans le cas où la pente est relativement faible, il y a une compression (raccourcissement) des distances au niveau du plan image ( $d_{AB} > d_{ab}$ ). Lorsque le relief est perpendiculaire à la ligne de visée du radar, il se crée une ambiguïté au niveau des ondes électromagnétiques rétrodiffusées (confusion entre les points **b** et **c**). Dans le cas où la pente locale présente un angle supérieur à l'angle d'incidence local de la ligne de visée du radar, il y a inversion entre le bas et le sommet de la pente (renversement entre **e** et **d**).
- Les zones de **dilatation** (4) et d'**ombre** (5) sont situées au niveau des pentes opposées à la ligne de visée du radar. Lorsque les pentes opposées à la ligne de visée



### Composition d'une image RSO

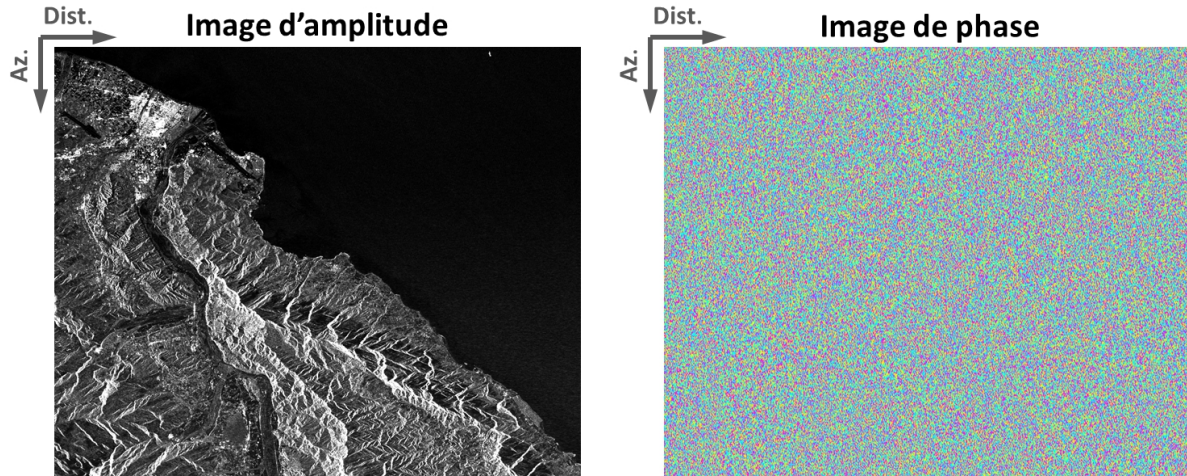


FIGURE 2.4: *Composition d'une image RSO. Exemples d'images d'amplitude et de phase contenues dans une image RSO.*

du radar sont douces (angle inférieur à l'angle d'incidence locale de la ligne de visée du radar), il y a une dilatation (allongement) des distances au niveau du plan image ( $d_{\mathbf{EF}} < d_{\mathbf{ef}}$ ). Si la pente opposée à la ligne de visée du radar est plus importante, alors il apparaît une zone d'ombre (exemple entre **F**, **G** et **H**). Ceci se traduit par une information nulle au niveau de ces zones (perte d'informations).

#### 2.1.2 Contenu d'une image RSO complexe

Une image RSO est constituée de plusieurs millions de pixels. À chaque pixel est associé une mesure complexe du signal rétrodiffusé par l'ensemble des cibles présentes dans une cellule de résolution. Cette donnée complexe est composée d'une mesure d'amplitude et d'une mesure de phase. La donnée d'amplitude est caractéristique de la capacité d'un sol à rétrodiffuser l'onde électromagnétique (dépendant notamment de la rugosité, du taux d'humidité, etc.), alors que la donnée de phase correspond au déphasage entre l'onde émise (prise comme référence) et l'onde reçue. Cette dernière est en partie représentative du trajet aller-retour de l'onde entre le radar et la surface terrestre. La Figure 2.4 représente une image d'amplitude (à gauche) et une image de phase (à droite). Il est

impossible d'interpréter l'image de phase en l'état contrairement à l'image d'amplitude qui donne des informations sur la surface au sol éclairée.

### 2.1.2.1 Mesure de phase d'une cible élémentaire

La phase  $\phi_i$  associée à chaque cible élémentaire correspond à la mesure de déphasage entre l'onde émise par le radar et l'onde rétrodiffusée par cette cible (voir figure A.1 en annexe). La phase mesurée par le radar  $\phi_0$  est connue module  $2\pi$  (équation 2.6).

$$\begin{aligned}\phi_i &= \phi_i^0 + 2k\pi \text{ avec } \phi_i^0 \in [-\pi, \pi[ \\ \phi_i &= \phi_{geo,i} + \phi_{atm,i} + \phi_{obj}\end{aligned}\tag{2.6}$$

Il est possible de décomposer cette mesure en trois termes : la phase géométrique  $\phi_{geo,i}$  (correspondant au déphasage lié au trajet aller-retour rectiligne de l'onde), la phase atmosphérique  $\phi_{atm,i}$  (liée à la propagation de l'onde dans l'atmosphère réfractive) et la phase objet  $\phi_{obj,i}$  (liée à la rétrodiffusion de l'onde sur la cible, tributaire des propriétés intrinsèques de la cible). La composante géométrique de la phase  $\phi_{geo,i}$  est proportionnelle à la distance radar-cible  $R_i$  (équation 2.7).

$$\phi_{geo,i} = \frac{4\pi R_i}{\lambda}\tag{2.7}$$

### 2.1.2.2 Mesure de phase d'une cellule de résolution

Chaque cellule de résolution comprend une multitude de cibles élémentaires, qui contribuent chacune à la mesure de phase d'une cellule de résolution. La source du signal étant cohérente, il se produit des phénomènes d'interférences destructives ou constructives entre les différentes ondes rétrodiffusées, conduisant à la présence de chatoiement (aussi appelé "speckle", Figure 2.5). Ce chatoiement peut être considéré comme du bruit parasitant de façon considérable la lecture des images d'amplitude RSO. La réponse d'une cellule de résolution correspond à la somme complexe  $z_{cell}$  de l'ensemble des ondes rétrodiffusées par les cibles élémentaires présentes dans cette cellule (équation 2.8).

$$z_{cell} = Ae^{j\phi} = \sum_{i=1}^{Ni} a_i e^{j\phi_i}\tag{2.8}$$

avec  $A$  l'amplitude de la cellule de résolution,  $\phi$  la phase,  $N_i$  le nombre de cibles élémentaires,  $a_i$  et  $\phi_i$  l'amplitude et la phase de chaque cible élémentaire.

Comme pour la phase d'une cible élémentaire, la mesure de phase d'une cellule de résolution peut s'écrire comme la somme d'une composante atmosphérique  $\phi_{atm}$ , d'une composante géométrique  $\phi_{geo}$  et d'une composante  $\phi_{propre}$  liée aux propriétés de rétrodiffusion de l'ensemble des cibles élémentaires constituant la cellule de résolution (équation 2.9).

$$\phi = \phi_{geo} + \phi_{atm} + \phi_{propre} (+\phi_{err}) \quad (2.9)$$

Au final, la réponse d'une cellule de résolution est relativement imprévisible car elle est dépendante d'un nombre important de paramètres. L'addition ou la soustraction de l'écho d'un objet au sein d'une cellule de résolution peut modifier considérablement la réponse finale. L'équation 2.9 est complétée par un terme  $\phi_{err}$  lié à l'incertitude sur la mesure instrumentale et aux approximations dues au traitement RSO [Just & Bamler, 1994, Arnaud, 1997].

La composante  $\phi_{geo}$  de la phase d'une cellule de résolution s'exprime de la même manière que la composante géométrique d'une cible élémentaire (équation 2.7), avec  $\mathbf{R}$  correspondant à la distance radar-sol au centre de la cellule de résolution. La composante

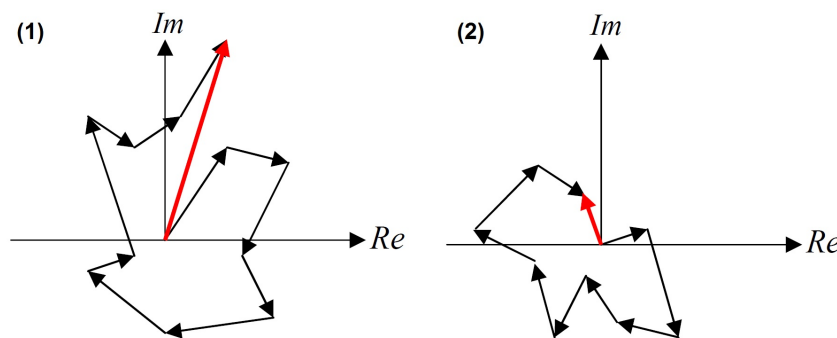


FIGURE 2.5: *Exemples de réponse de deux cellules de résolution.* (1) La somme des échos se fait de manière constructive. La résultante (vecteur rouge) présente une amplitude très élevée. (2) La somme des échos se fait cette fois-ci de manière destructive. La résultante (vecteur rouge) présente une amplitude faible. *D'après Fruneau, 2011.*

$\phi_{atm}$  correspond au passage de l'onde électromagnétique dans l'atmosphère, entraînant un raccourcissement ou un allongement du trajet (par rapport à la traversée du vide). La phase propre  $\phi_{propre}$  d'une cellule de résolution est déterministe, c'est-à-dire qu'elle peut être reproduite sous certaines conditions. Néanmoins, compte-tenu de sa dépendance aux propriétés radioélectriques des cibles élémentaires (humidité, réflexion volumique et/ou surfacique) et à la répartition des cibles élémentaires au sein de la cellule de résolution, il apparaît très difficile de la déterminer. **La phase propre est variable d'un pixel à l'autre, ce qui rend l'image de phase d'une seule image radar complètement inexploitable. C'est pourquoi seules de multiples acquisitions vont permettre de rendre exploitable les différentes images de phase.** L'une des solutions va être d'employer deux images RSO et de soustraire leur phase respective pixel à pixel dans le but d'éliminer la phase propre de chaque pixel. Il sera alors possible d'accéder à la composante géométrique de la phase contenant le paramètre de distance  $\mathbf{R}$  radar-sol, capital pour la mesure des déplacements de surface (équation 2.7). Ceci est le grand principe de l'interférométrie radar.

## 2.2 Interférométrie radar et mesure des déplacements

L'interférométrie radar est basée sur la réalisation de couples d'images RSO acquises dans des conditions similaires (angle d'incidence, longueur d'onde, etc.) et sur une même surface au sol (Figure 2.6). Le fait d'utiliser deux images RSO acquises à des temps différents (avec un intervalle de temps pouvant aller jusqu'à plusieurs années) va permettre d'accéder à deux informations : une information sur les déplacements de la surface terrestre intervenant entre les deux dates et une sur les changements d'état de surface affectant directement la retrodiffusion des ondes (ce qui introduit une décorrélation plus ou moins importante). Un nombre conséquent d'ouvrages et d'articles sont consacrés à l'interférométrie, ils y expliquent en détails les principes que nous allons évoquer dans la suite de cette section [Massonnet & Feigl, 1998, Burgmann et al., 2000, Rosen et al., 2000, Hanssen, 2001].

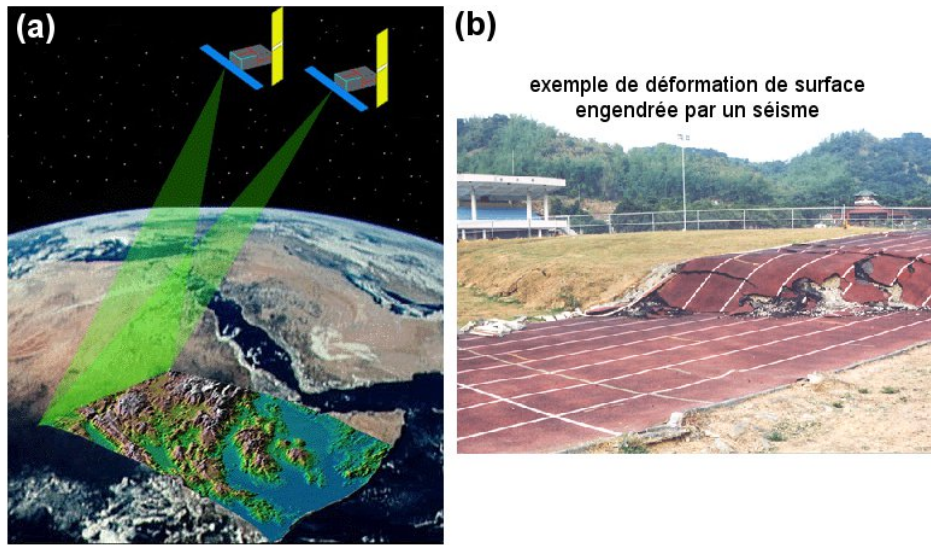


FIGURE 2.6: (a) Illustration du principe de l'interférométrie radar. D'après H. Zebker. (b) Exemple de déformation de surface engendrée par le séisme de Chi-Chi de Septembre 1999 à Taiwan.

### 2.2.1 Phase interférométrique

Nous avons déjà expliqué que l'interférométrie radar est basée sur la différence de phase pixel à pixel de deux images RSO acquises à des dates différentes, avec des géométries d'acquisition similaires et couvrant la même surface au sol. Il est important de conserver ces paramètres identiques dans le but de garder constante la phase propre  $\phi_{propre}$  de chaque pixel. Ainsi, en réalisant une soustraction pixel à pixel de la phase des deux images RSO, il est possible de s'affranchir de cette composante. Cette hypothèse repose en grande partie sur le fait que chaque cible élémentaire en surface est restée stable entre les deux acquisitions. La stabilité des cibles élémentaires entre deux images est un paramètre limitant pour l'interférométrie radar. En effet, les zones à fort couvert végétal ou les zones d'eau (rivière, lac, océan) présentent une très forte instabilité et seront difficile, voire impossible à exploiter.

À partir de l'hypothèse de phases propres  $\phi_{propre}$  inchangées, l'expression de la phase interférométrique  $\phi_{int}$  peut être simplifiée et exprimée directement en fonction de la phase géométrique  $\phi_{geo}$  (équation 2.10). Il est important de remarquer que la phase

interférométrique est directement reliée à la différence de trajet radar-cible  $\Delta R$  entre les deux dates.

$$\begin{aligned}\phi_{int} &= \phi_1 - \phi_2 = (\phi_{propre,1} + \phi_{geo,1}) - (\phi_{propre,2} + \phi_{geo,2}) \\ \phi_{int} &= \phi_{geo,1} - \phi_{geo,2} = \frac{4\pi}{\lambda}(R_1 - R_2) = \frac{4\pi}{\lambda}\Delta R\end{aligned}\quad (2.10)$$

avec  $\phi_1$  et  $\phi_2$  correspondant respectivement aux images de phase des deux acquisitions RSO, et  $R_1$  et  $R_2$  représentant les trajets radar-cible pour chacune des images.

La différence de phase pixel à pixel obtenue permet la création d'une troisième image (avec pour chaque pixel de coordonnées  $(x, y)$  une valeur de  $\phi_{int}$ ) appelée interférogramme. Comme nous l'avons vu précédemment, la mesure de phase n'est connue que modulo  $2k\pi$  (avec  $k$  entier, voir équation 2.6), c'est pourquoi un interférogramme est une image de phase dite "enroulée". Elle est composée de franges d'interférence et chaque frange correspond à une rotation de phase de  $2\pi$  radians (représentée par un cycle de couleur complet dans un interférogramme).

Nous avons jusque-là supposé que les deux images RSO utilisées pour la formation d'un interférogramme étaient acquises suivant la même géométrie d'acquisition (cas idéal). Or en réalité, la trajectoire du satellite radar n'est pas exactement la même entre deux acquisitions. La différence en distance entre deux passages du satellite au-dessus d'une même zone est appelée ligne de base ( $\mathbf{B}$ , voir Figure 2.7). C'est pourquoi, avant tout calcul d'interférogramme, il est nécessaire d'effectuer un recalage précis d'une image par rapport à l'autre. L'image prise comme référence est appelée "image maîtresse" (le plus souvent il s'agit de l'acquisition la plus ancienne) alors que la seconde image est appelée "image esclave". Lors de cette étape très importante, il s'agit de définir la fonction de transformation permettant de passer l'image esclave dans la même géométrie que l'image maîtresse (la précision doit être de l'ordre du dixième au centième de pixel). Ce n'est qu'après ce recalage que l'interférogramme peut être généré en calculant le produit conjugué des deux images complexes (équation 2.11).

$$z_1 z_2^* = |z_1| e^{j\phi_1} |z_2| e^{-j\phi_2} = |z_1| |z_2| e^{j(\phi_1 - \phi_2)} = |z_1| |z_2| e^{j\phi_{int}} \quad (2.11)$$

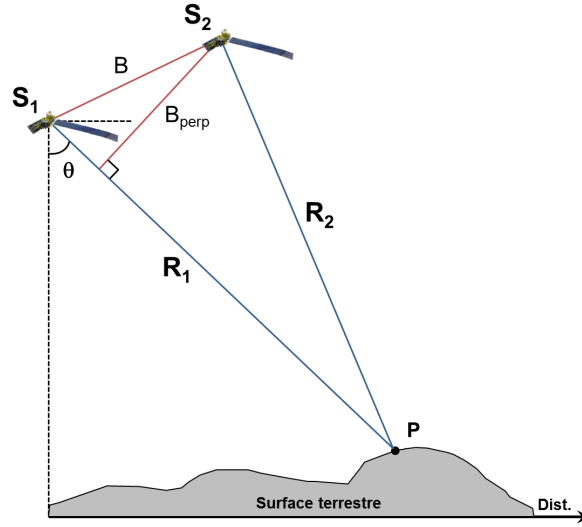


FIGURE 2.7: *Configuration géométrique d'un couple interférométrique.*  $B$  correspond à la ligne de base des images, c'est-à-dire la distance entre les deux trajectoires des satellites  $S_1$  et  $S_2$ .  $B_{perp}$  est la projection perpendiculaire de  $R$  sur la ligne de visée du premier satellite, elle est appelée ligne de base perpendiculaire.  $\theta$  est l'angle d'incidence du radar.

avec  $z_1$  et  $z_2$  correspondant aux valeurs complexes des images maître et esclave pour le pixel  $(x, y)$ .

## 2.2.2 Contenu de la phase interférométrique

D'une manière générale, la phase interférométrique est le résultat de cinq composantes majeures :  $\phi_{orb}$  et  $\phi_{topo}$  qui sont des contributions liées à la différence des orbites et à la géométrie d'acquisition,  $\phi_{atmo}$  liée à la contribution atmosphérique,  $\phi_{dép}$  engendrée par un éventuel déplacement du sol entre les deux acquisitions d'images RSO, et  $\phi_{bruit}$  qui correspond à la contribution de toutes les sources de bruit existant durant le calcul interférométrique (équation 2.12).

$$\phi_{int} = \phi_{orb} + \phi_{topo} + \phi_{atmo} + \phi_{dép} + \phi_{bruit} \quad (2.12)$$



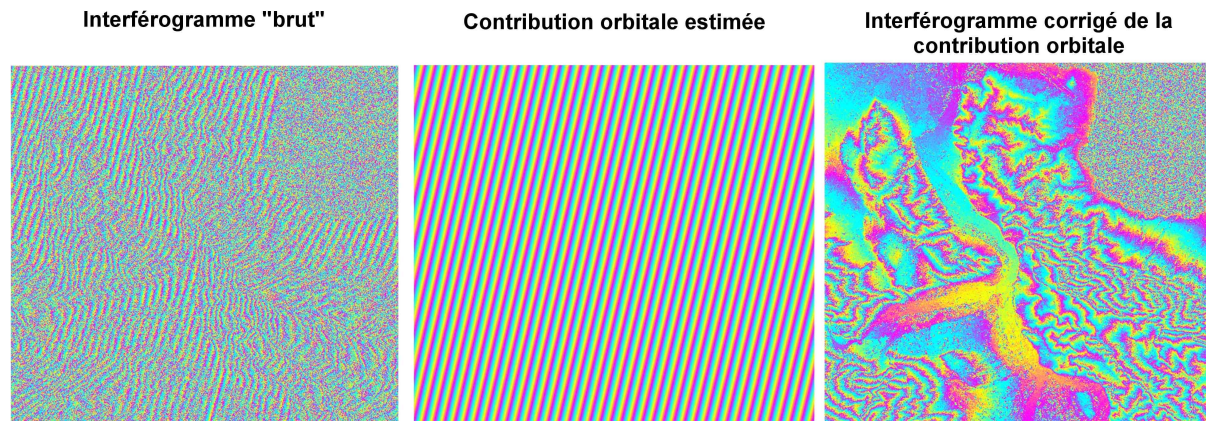


FIGURE 2.8: *Correction de la contribution orbitale sur la phase interférométrique.* Cette figure présente un interférogramme "brut" à gauche, l'estimation de la contribution orbitale à partir des orbites au milieu et l'interférogramme corrigé de cette estimation.

### 2.2.2.1 Contribution orbitale

La contribution orbitale dans un interférogramme se traduit pas la création d'une rampe orbitale. Le délai de phase généré par la différence entre les orbites s'exprime en fonction de la distance  $r$  qui est représentative de l'écart entre un point de l'image  $P$  et un point  $P_0$  appartenant à une surface de référence (de type géoïde ou ellipsoïde).

$$\phi_{orb} = \frac{4\pi r B_{perp}}{\lambda R \tan \theta} \quad (2.13)$$

avec  $B_{perp}$  correspondant à la ligne de base perpendiculaire du couple interférométrique.

Lorsque l'on visualise un interférogramme "brut", c'est-à-dire sans aucune correction, c'est la contribution orbitale qui domine largement (Figure 2.8). Dans le cas d'orbites parallèles entre elles, les franges créées sont parallèles à la direction azimutale. Elles varient linéairement en fonction de la distance radar-cible, créant ainsi un réseau de franges. Grâce aux données d'orbites précises fournies par les différentes agences spatiales [Scharroo & Visser, 1998], une connaissance précise de la trajectoire des satellites est permise. Cette connaissance va être utilisée pour estimer le réseau de franges contenu dans un interférogramme dans le but de le corriger de cette contribution (Figure 2.8).



### 2.2.2.2 Contribution topographique

La contribution topographique est dépendante à la fois du relief mais aussi de la ligne de base perpendiculaire. Plus la ligne de base sera élevée et plus l'interférogramme sera sensible à la topographie. Cette contribution s'exprime en fonction de  $B_{perp}$  et de l'altitude  $h$  d'un point de l'image  $P$  par rapport à la surface de référence choisie (équation 2.14).

$$\phi_{topo} = \frac{4\pi h B_{perp}}{\lambda R \sin \theta} \quad (2.14)$$

Au sein d'un interférogramme, cette contribution se traduit par un réseau de franges topographiques comparables à des courbes de niveau. Afin de corriger la phase interférométrique de cette contribution, il est nécessaire d'avoir un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de la zone imagée pour réaliser une simulation de la composante topographique de la phase. À partir de là, il est possible de soustraire à l'interférogramme cette estimation (Figure 2.9).

La contribution topographique est à l'origine de l'une des principales applications de l'interférométrie radar à ses débuts. En effet, elle permet d'avoir accès au relief de la zone imagée. Grâce cette mesure de la topographie, il est possible de produire des Modèles Numériques de Terrain (ou DEM pour Digital Elevation Model en anglais) [Zebker & Goldstein, 1986, Prati & Rocca, 1990, Zebker et al., 1994].

La quantification de la sensibilité d'un interférogramme à la topographie est possible grâce à la mesure de l'altitude d'ambiguïté  $h_a$  [Massonnet & Rabaute, 1993, Massonnet & Feigl, 1998, Rosen et al., 2000, Zebker et al., 1994]. Cette mesure traduit la variation d'altitude entre deux pixels introduisant un cycle complet de la phase (déphasage de  $2\pi$ , correspond aussi à une frange topographique). L'altitude d'ambiguïté est inversement proportionnelle à la ligne de base perpendiculaire comme il a été dit en début de section (équation 2.15).

$$h_a = \frac{\lambda R \sin \theta}{2B_{perp}} \quad (2.15)$$

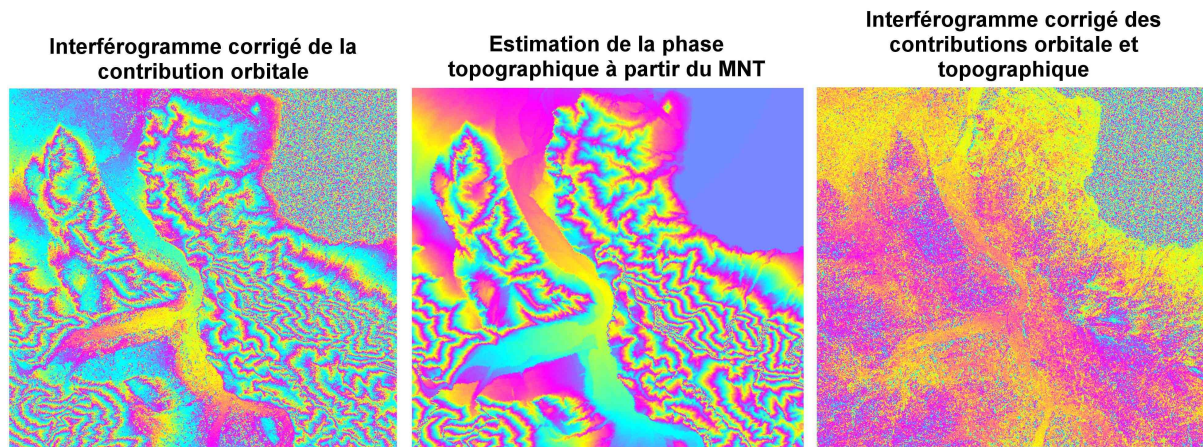


FIGURE 2.9: *Correction de la contribution topographique sur la phase interférométrique.* Cette figure présente un interférogramme déjà corrigé de la contribution orbitale à gauche, l'estimation de la phase topographique à partir d'un MNT au milieu et l'interférogramme corrigé de cette estimation à droite.

### 2.2.2.3 Contribution atmosphérique

La contribution atmosphérique est reliée au (double) passage dans l'atmosphère de l'onde électromagnétique (trajet aller-retour). Compte-tenu de la variabilité spatio-temporelle de l'atmosphère, la phase atmosphérique contenue dans un interférogramme est le résultat du changement d'atmosphère entre les deux acquisitions RSO, qui est principalement provoquée par la fluctuation de l'indice de réfraction du milieu de propagation. Deux couches de l'atmosphère sont responsables de ce délai de phase atmosphérique : la **troposphère** (partie la plus basse de l'atmosphère, elle s'étend jusqu'à 7 à 8 km d'altitude au pôles et 13 à 16 km à l'équateur) et l'**ionosphère** (entre 50 et 1 000 km).

Tous les interférogrammes ne sont pas affectés par le même signal atmosphérique. Dans certains cas, la contribution atmosphérique domine toutes les autres contributions, compliquant par exemple l'analyse des déplacement du sol par extraction du terme de déformation [Hanssen, 2001, Cavalié et al., 2007]. La Figure 2.10 permet d'illustrer la présence d'un artefact atmosphérique sur deux interférogrammes lié à l'utilisation d'une même image RSO dans les couples interférométriques. Depuis la découverte de la composante atmosphérique au sein des interférogrammes, de nom-

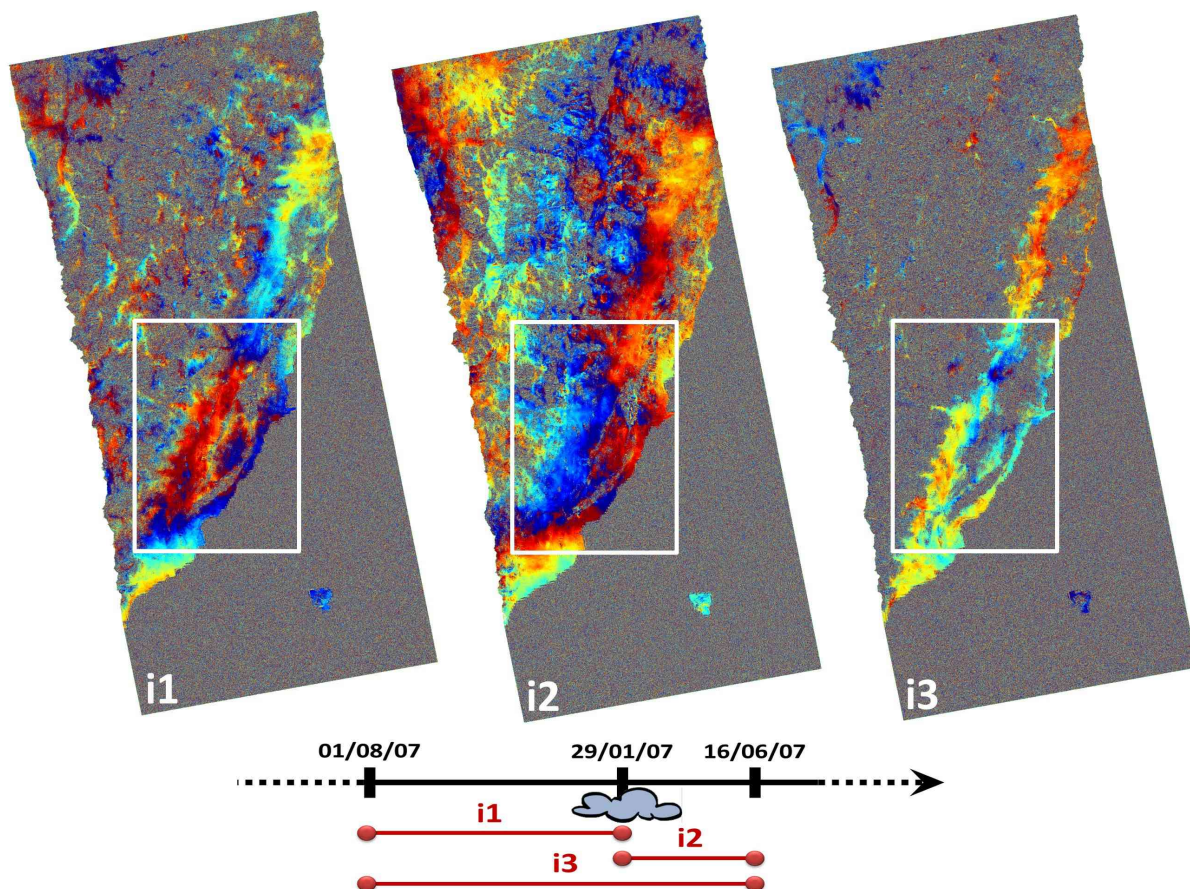


FIGURE 2.10: *Exemple d'interférogrammes affectés par un artefact atmosphérique.* Cette figure présente une série d'interférogrammes formés à partir de trois images RSO. Les interférogrammes  $i1$  et  $i2$  sont fortement affectés par la contribution atmosphérique (cadre blanc) alors qu' $i3$  ne l'est pas.

breuses études ont été réalisées dans le but d'analyser et de comprendre ce phénomène [Massonnet et al., 1994, Goldstein, 1995, Tarayre & Massonnet, 1996]

La phase atmosphérique peut se décomposer en quatre composantes principales [Moisseev & Hanssen, 2003] telles que :

$$\phi_{atm} = \underbrace{\phi_{iono}}_{\text{ionosphère}} + \underbrace{(\phi_{sec} + \phi_{hum} + \phi_{liq})}_{\text{troposphère}} \quad (2.16)$$

- $\phi_{iono}$  est le terme associé à l'**ionosphère**. Elle correspond à la partie la plus haute de l'atmosphère. C'est un milieu dispersif pour les ondes électromagnétiques qui est chargé électriquement. Ce sont ces particules chargées qui vont avoir une forte

influence sur le passage des ondes radars. En effet, sous l'effet des radiations solaires, la densité de charge au sein de l'ionosphère va varier modifiant ainsi l'indice de réfraction du milieu. **Les connaissances sur les effets ionosphériques dans un interférogramme sont encore très faibles pour le moment. Il est avancé que l'effet produit serait un gradient de phase à grande longueur d'onde difficilement différenciable des autres termes "grande longueur d'onde" comme les résidus d'orbites par exemple** [Hanssen, 2001].

- $\phi_{sec}$  est le terme associé à la composante **hydrostatique** (souvent appelé délai "sec"). Il s'agit du terme associé à la propagation de l'onde électromagnétique au travers d'une atmosphère sans humidité. Il dépend uniquement de la pression et de la température.
- $\phi_{hum}$  est le terme associé à la composante **humide** liée à la vapeur d'eau présente dans la troposphère. Ce terme présente une forte variabilité spatio-temporelle, affectant de manière significative les interférogrammes. L'influence du contenu en vapeur d'eau dans la troposphère a été très largement étudiée [Goldstein, 1995, Zebker et al., 1997, Hanssen, 2001] et il a été démontré qu'une variation de 20% du contenu en vapeur d'eau entre deux acquisitions radar peut entraîner un délai de phase de 10 cm.
- $\phi_{liq}$  est le terme associé à l'**eau liquide**. La contribution de ce terme est faible par rapport à la composante humide (entre 1 et 5 %). Cette composante est due à la présence de nuages (de type cumulus congestus essentiellement, s'étendant sur des hauteurs très importantes).

Les signaux atmosphériques au sein d'un interférogramme peuvent être divisés en deux classes : les artefacts grande longueur d'onde présumés homogènes horizontalement mais stratifiés verticalement et les artefacts correspondant à une atmosphère très hétérogène causés par les turbulences (prenant des formes très diverses dans un interférogramme [Hanssen, 2001]).

La contribution atmosphérique à grande longueur d'onde est fortement corrélée avec la topographie (Figure 2.11). Ceci a été mis en évidence il y a plus de dix ans lors de l'étude du Mont Etna [Delacourt et al., 1998, Massonnet & Feigl, 1998, Beauducel et al., 2000]. Considérée dans un premier temps comme un signal de déformation post-éruptif à grande



échelle, elle a par la suite été identifiée comme du signal troposphérique, diminuant de plus de deux franges la valeur de la déformation. Ce phénomène troposphérique affectant le signal de phase a depuis été examiné plusieurs fois, particulièrement dans les zones volcaniques [Remy et al., 2003, Pinel et al., 2011]. La seconde classe de signaux atmosphériques, associée à la partie turbulente de l'atmosphère, génère des motifs aléatoires dans les interférogrammes [Hanssen, 2001]. Ces contributions affectent des zones avec ou sans relief et peuvent représenter plusieurs franges dans un interférogramme (Figure 2.12).

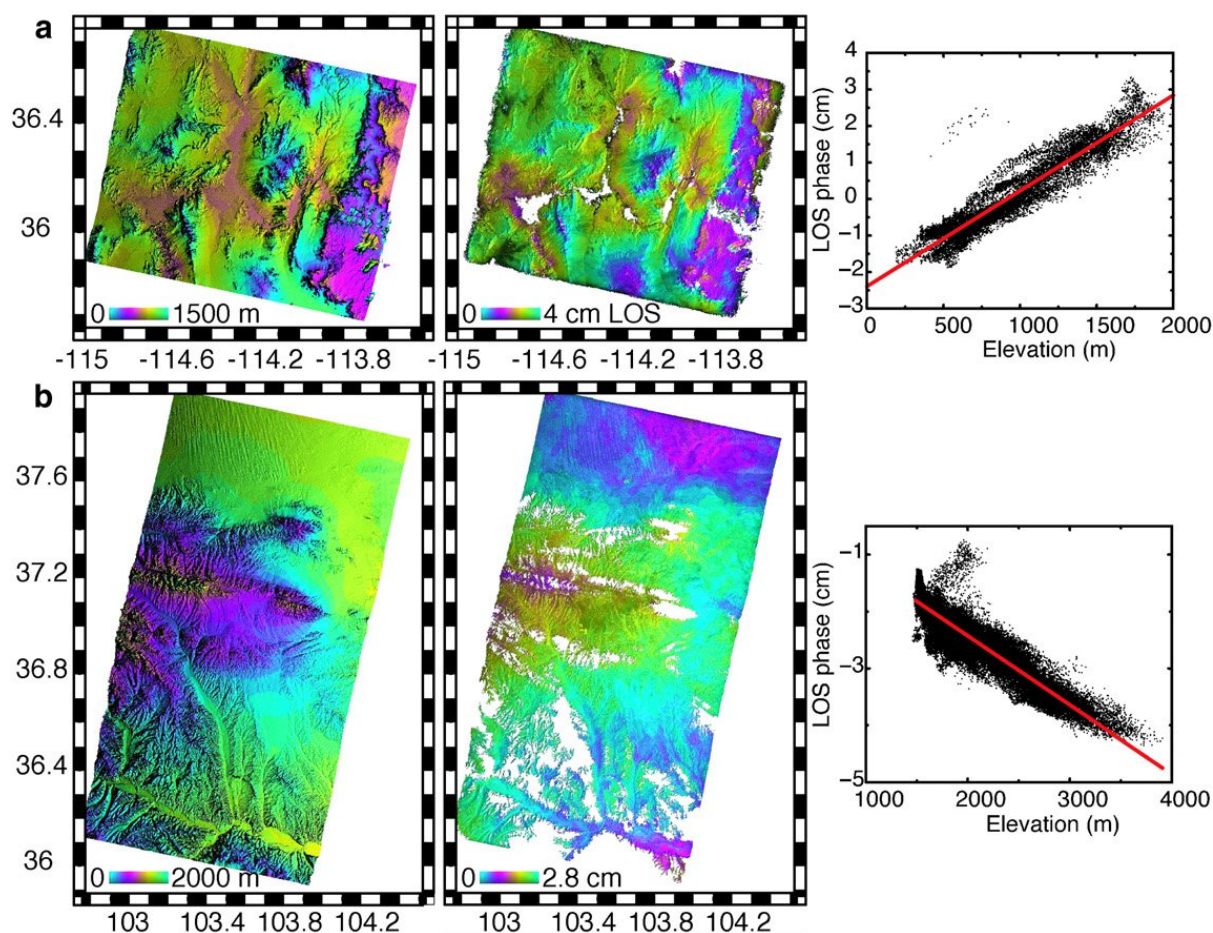


FIGURE 2.11: Exemple de corrélation entre la phase interférométrique et la topographie. (a) Zone du lac Mead, US. (b) Zone de la faille de Haiyuan, Chine. Modifiée d'après Doin et al., 2009.

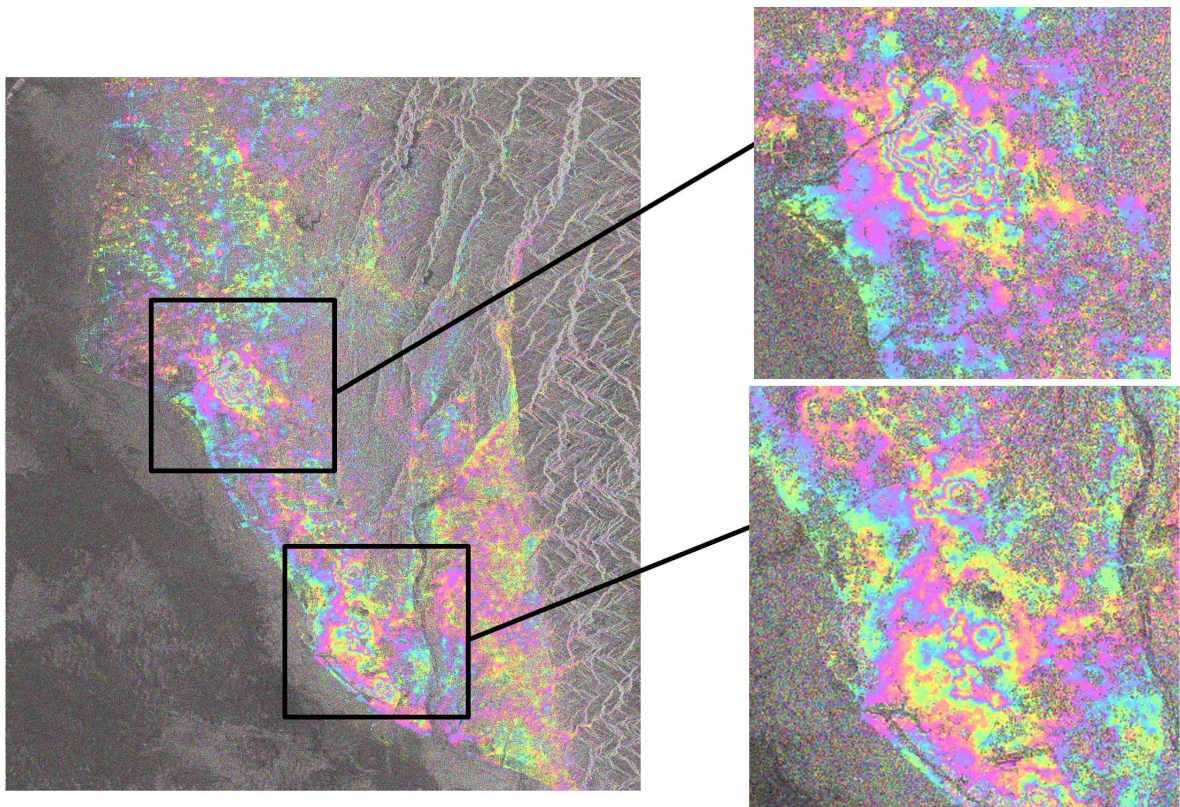


FIGURE 2.12: *Exemple d'un interférogramme affecté par des franges générées par des turbulences atmosphériques.* Interférogramme réalisé à partir de données Envisat SAR sur le Sud-Ouest de Taiwan entre le 28 Juin 2007 et le 2 Août 2007. Les deux zooms illustrent les contributions turbulentes de la troposphère avec entre 4 et 5 franges d'artefacts atmosphériques.

#### 2.2.2.4 Terme de déformation

Le terme de déformation contenu dans la phase interférométrique dépend de la déformation éventuelle du sol imagé entre les deux acquisitions RSO. Le déplacement du sol va générer un décalage de phase dans l'interférogramme pouvant être mesuré selon la ligne de visée du radar ( $d_{LV}$ , équation 2.17). La présence d'une frange de déformation, soit un déphasage de  $2\pi$  dans la direction du radar, équivaut à un déplacement de la surface terrestre de  $\lambda/2$ .

$$\phi_{dép} = \frac{4\pi d_{LV}}{\lambda} \quad (2.17)$$

Chaque frange va correspondre à un déplacement du sol de  $\lambda/2$ , soit 2,8 cm pour



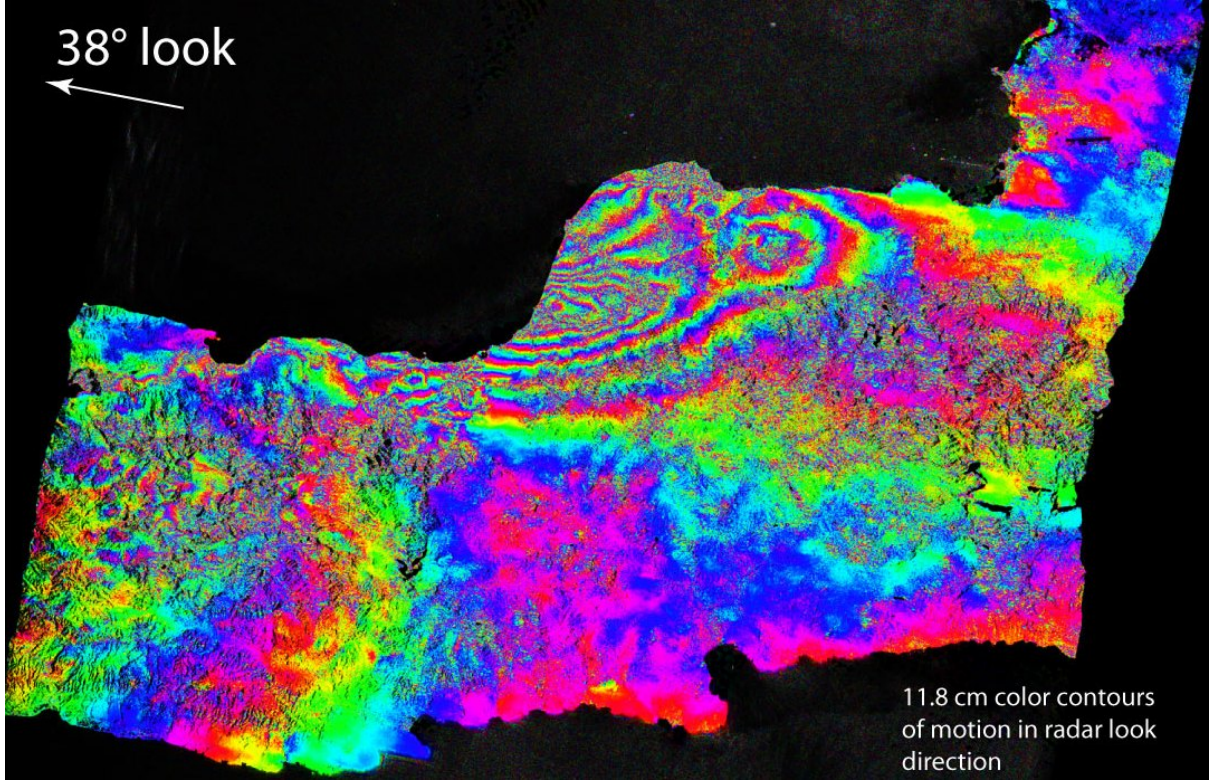


FIGURE 2.13: Exemple d'un interférogramme co-sismique du séisme de Christchurch en Nouvelle-Zélande du 22 Février 2011 (Magnitude 6,3). Interférogramme réalisé à partir de données ALOS PALSAR acquises avant et après le séisme. Un cycle de couleur représente un déplacement de 11,8 cm vers le radar.

ERS et Envisat et 11,8 cm pour ALOS (Figure 2.13). Ce déplacement interférométrique correspond à la projection, selon la ligne de visée du radar, du déplacement  $\vec{d}$  caractérisé par ses trois composantes (Nord, Est, Zenith). La projection  $d_{LV}$  suivant la ligne de visée est obtenue par produit scalaire du vecteur déplacement  $\vec{d}$  et du vecteur de visée unitaire  $\vec{u}$  pointant du sol vers le radar.

$$d_{LV} = \vec{d} \cdot \vec{u} = \begin{pmatrix} d_{Nord} \\ d_{Est} \\ d_{Zenith} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} u_{Nord} \\ u_{Est} \\ u_{Zenith} \end{pmatrix} \text{ avec } \vec{u} = \begin{pmatrix} \sin \theta \sin \beta \\ -\sin \theta \cos \beta \\ -\cos \theta \end{pmatrix} \quad (2.18)$$

avec  $\theta$  et  $\beta$  correspondant respectivement à l'angle d'incidence local et l'azimut du satellite.

Voici par exemple la valeur du vecteur unitaire à la latitude de Taiwan pour les données ALOS (avec  $\theta \sim 38,3^\circ$  et  $\beta \sim 12,4^\circ$  en orbite ascendante) :  $\vec{u} = \begin{pmatrix} -0,13 \\ -0,6 \\ 0,78 \end{pmatrix}$ .

### 2.2.3 Interférométrie radar différentielle (DInSAR) : mesure de déplacement

Comme nous venons de le présenter dans la section précédente, lorsque la zone terrestre imagée est soumise à des déformations de surface entre les deux acquisitions RSO (n'affectant pas la structure interne des pixels et ayant une étendue spatiale supérieure au pixel), il est possible d'extraire le terme de déformation de la phase interférométrique. Pour réaliser cette opération, il s'agit d'éliminer de l'interférogramme brut les composantes de phase liées à la topographie, à la configuration orbitale et à l'atmosphère.

Concernant la soustraction de la composante orbitale, le calcul de la ligne de base perpendiculaire se fait à partir des données d'orbite précises et permet de supprimer la majeure partie de cette contribution. Néanmoins, il persiste toujours au sein d'un interférogramme une contribution résiduelle (liée à la composante orbitale  $\phi_{rés,orb}$ ).

Pour supprimer la contribution topographique, la première solution est de soustraire deux interférogrammes calculés sur une même zone. Cela permet d'éliminer les franges topographiques et de ne garder, par conséquent, que les franges liées aux déplacements du sol. La seconde possibilité, abordée précédemment, est de simuler la contribution topographique à partir d'un Modèle Numérique de Terrain, pour ensuite la soustraire à l'interférogramme. Comme lors de la suppression de la composante orbitale, il demeure un résidu de la contribution topographique dans l'interférogramme ( $\phi_{rés,topo}$ ).

À partir de là, l'équation de la phase interférométrique brute (équation 2.12) devient alors :

$$\phi = \phi_{rés,orb} + \phi_{rés,topo} + \phi_{atmo} + \phi_{dép} + \phi_{bruit} \quad (2.19)$$

Au final, la phase  $\phi$  est constituée du terme de déplacement  $\phi_{dép}$  que nous souhaitons extraire, mais aussi d'autres termes qu'il faut considérer comme du bruit et qui peuvent



perturber la mesure des déplacements (équation 2.19).

Les résidus orbitaux au sein d'un interférogramme peuvent représenter jusqu'à 4 franges. L'avantage est qu'elles sont dans la plupart des cas parallèles à la direction du satellite (azimut). La soustraction d'une rampe orbitale calculée à partir de l'adaptation d'un modèle polynomial de phase donne d'excellents résultats.

Concernant les résidus topographiques, étant donné leur relation proportionnelle avec la ligne de base perpendiculaire  $B_{perp}$ , il est possible de les estimer dans le cas où il existe plusieurs couples interférométriques.

Quant à la contribution atmosphérique, elle reste un problème majeur et une limite à la mesure des déplacements par interférométrie radar différentielle. Elle fera l'objet d'une discussion sur les corrections qu'il est possible d'envisager.

## 2.3 Limites de la mesure des déplacements par interférométrie radar différentielle

### 2.3.1 Perte de cohérence

La décorrélation spatiale et temporelle est responsable du bruit dans les interférogrammes. Un critère d'estimation de la qualité de la phase interférométrique est le calcul de la cohérence (Figure 2.14). Il s'agit pour un couple d'images complexes de mesurer la stabilité de la phase entre ces deux images. La cohérence est ainsi déterminée par l'amplitude du coefficient de corrélation complexe entre les images RSO [Rodriguez & Martin, 1992, Bamler & Hartl, 1998, Maître, 2001]. La plupart du temps, la cohérence est estimée après correction de la phase interférométrique de la composante topographique de façon à mesurer une cohérence compensée [Guarnieri & Prati, 1997]. Elle correspond à l'estimation du module de la cohérence complexe au sens du maximum de vraisemblance [Touzi et al., 1999](équation 2.20).

$$\gamma = \frac{E\{z_1 z_2^*\}}{\sqrt{E\{|z_1|^2\} E\{|z_2|^2\}}} \quad (2.20)$$

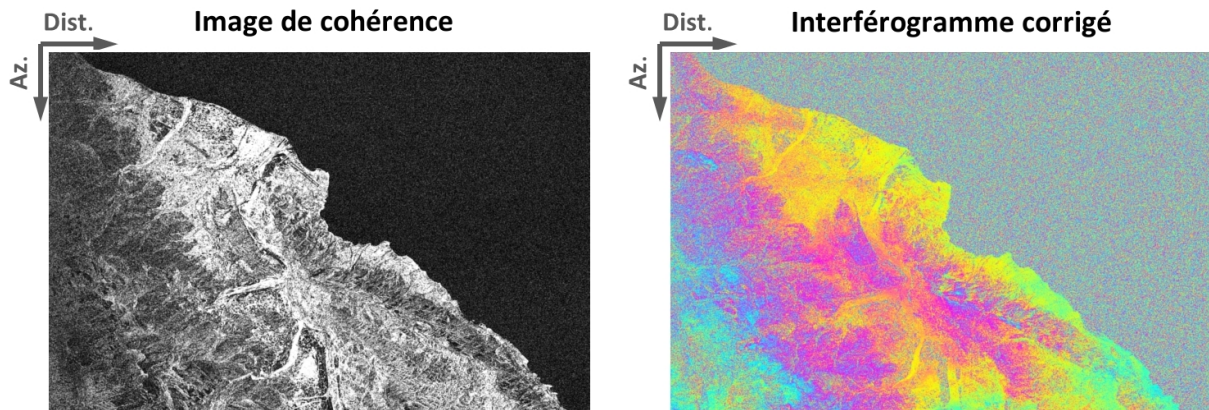


FIGURE 2.14: *Exemple d'une image de cohérence et d'un interférogramme corrigé des contributions orbitale et topographique. Interférogramme réalisé à partir de données ALOS PALSAR sur l'Est de Taiwan à 46 jours d'intervalle. Les zones blanches présentent une cohérence élevée se traduisant par l'absence de bruit dans l'interférogramme*

avec  $E$  l'espérance mathématique,  $z_1$  et  $z_2$  les deux images complexes du couple interférométrique.

La cohérence peut être visualisée sous la forme d'une image réelle, avec pour chaque pixel une valeur comprise entre 0 et 1. Plus la valeur de cohérence est élevée et plus la phase est stable entre les deux images RSO. Or, une bonne cohérence est essentielle dans le cadre de l'interférométrie radar. Si la cohérence entre les deux acquisitions est faible, cela entraîne un terme de bruit qui peut masquer le signal de déformation. L'exploitation d'un interférogramme dépend donc de la cohérence entre les deux images complexes.

Les sources de décorrélation sont multiples et ont fait l'objet d'une analyse détaillée par *Zebker et Villasenor* (1992) distinguant les effets liés au capteurs des effets temporels affectant la phase propre des cibles élémentaires et des effets géométriques reliés aux changements de prise de vue. Une liste des principales sources de décorrélation peut ainsi être établie [*Rodriguez & Martin, 1992, Hanssen, 2001*] :

- La décorrélation introduite par la différence de prise de vue entre les deux acquisitions RSO (l'angle d'incidence est relié à la ligne de base perpendiculaire)
- La décorrélation temporelle (phénomène physique) entre deux acquisitions, reliée à des variations physiques du sol, introduisant un changement dans les caractéris-

tiques de rétrodiffusion des ondes électromagnétiques

- La décorrélation liée à la différence entre les fréquences Doppler centroïdes des images complexes
- La décorrélation associée à l’opération de recalage entre les deux images complexes.
- Le bruit thermique causé par le capteur en fonction du système utilisé.

La perte de cohérence géométrique est causée par les variations des géométries d’acquisition entre deux passages du satellite RSO au-dessus d’une même surface terrestre. Une différence de trajectoire entre les deux orbites entraîne une différence d’angle d’incidence pour une même cellule de résolution provoquant des délais de phase différents. Ainsi, cela modifie la réponse d’une cellule de résolution entre deux dates (et donc la phase propre d’un pixel). Cette décorrélation s’accroît avec la ligne de base, ainsi le paramètre de ligne de base critique  $B_{perp,crit}$  a été introduit, définissant la valeur maximale au-delà de laquelle la cohérence interférométrique est nulle [Li & Goldstein, 1990, Massonnet & Rabaute, 1993] (équation 2.21).

$$B_{perp,crit} = \frac{\lambda R \tan(\theta - \alpha)}{2R_d} \quad (2.21)$$

avec  $R_d$  représentant la résolution en distance.

Le tableau 2.2 résume les lignes de base critiques pour les capteurs RSO d’Envisat et ALOS. La ligne de base critique étant reliée directement à la longueur d’onde, les données ALOS, acquises en bande-L, sont moins sensibles à la perte de cohérence causée par de grandes lignes de base que les autres données en bande-C.

Ce phénomène de décorrélation géométrique trouve une explication par l’approche fréquentielle avancée par *Prati et Rocca* en 1993. L’avantage d’une telle approche est de pouvoir appliquer un filtre (passe-bande) sur les données avant le calcul de l’interférogramme, permettant un gain fort de la cohérence interférométrique entre les deux images

TABLE 2.2: *Lignes de base critiques pour les principaux capteurs RSO.*

Angle d’incidence	23°	34°	41°
<b>Envisat</b>	1,1 km	2,0 km	2,9 km
<b>ALOS</b>	7,3 km	13,1 km	18,6 km

complexes de départ.

Un second phénomène peut intervenir dans la perte de cohérence géométrique, il s'agit de la variation de l'angle de dépointage (angle définissant si l'antenne est orientée vers l'arrière ou vers l'avant). Un changement d'angle entre deux acquisitions modifie les fréquences Doppler centroïdes, provoquant ainsi une décorrélation entre les deux images complexes [Ferretti et al., 2007]. Comme pour le phénomène géométrique précédent, il est possible d'appliquer un filtre (passe-bande) en azimuth pour améliorer la cohérence entre les deux images. Cette source de décorrélation a été particulièrement mise en avant ces dix dernières années, avec les données ERS-2 acquises après Février 2001. En effet, c'est à partir de cette date que le capteur a connu des problèmes techniques majeurs provoquant la perte progressive de tous les gyroscopes embarqués à bord. Cette perte s'est traduite par une incapacité à contrôler l'attitude du satellite rendant difficile le calcul d'interférogrammes pour la majorité des couples d'images [Rosich et al., 2000, Miranda et al., 2004].

La cohérence peut s'exprimer sous la forme d'une multiplication de tous les termes de corrélation listés précédemment [Zebker & Villasenor, 1992] telle que :

$$\gamma = \underbrace{\gamma_{LigneBase} \times \gamma_{DopC}}_{\text{cohérence géométrique}} \times \gamma_{temporelle} \times \gamma_{thermique} \times \gamma_{traitement} \quad (2.22)$$

avec les termes de cohérence  $\gamma_{LigneBase}$  associée à la ligne de base perpendiculaire,  $\gamma_{DopC}$  associée à la différence de Doppler Centroïde, et  $\gamma_{traitement}$  liée au recalage des images dans une géométrie commune.

Tous ces phénomènes, même s'ils sont réductibles par filtrage des données, restent des limites à la réalisation d'interférogrammes de par certaines valeurs limites (ligne de base perpendiculaire, différence d'angle de dépointage) qu'il ne faut pas dépasser, sous peine de perdre toute cohérence rendant inexploitable la phase interférométrique. La connaissance de tous ces paramètres permet de réaliser avant traitement une sélection des couples interférométriques exploitables. Il est clair que pour obtenir une excellente cohérence temporelle, il est préférable de choisir des images acquises à des intervalles de temps faibles, mais cela implique dans le cas de déplacements lents, un signal de déformation faible dans l'interférogramme, qui sera difficile à détecter.

Un autre facteur important est le type d'occupation du sol de la zone étudiée. Sur une zone urbaine, évoluant peu dans le temps, il sera possible de calculer des interférogrammes

sur de longues périodes (parfois jusqu'à 10 ans), contrairement à une zone recouverte de végétation qui va perdre très rapidement toute cohérence.

### 2.3.2 Déroulement de phase

Comme il a déjà été dit auparavant, la phase interférométrique n'est connue que modulo  $2\pi$  (à  $2k\pi$  près, avec  $k$  entier, équation 2.6). Pour connaître la valeur exacte de la phase pour chaque pixel d'un interférogramme, il est nécessaire de déterminer la valeur de  $k$  pour tous les pixels. L'opération de déroulement consiste à évaluer tous les entiers  $k$  d'un interférogramme. Cette étape, simple au premier abord, s'avère très compliquée et problématique pour l'interprétation des interférogrammes. Ce thème de recherche a été l'objet de multiples articles et ouvrages [Goldstein et al., 1988, Ghiglia & Pritt, 1998, Zebker & Lu, 1998, Chen & Zebker, 2000].

Le point de départ du déroulement de phase consiste en une hypothèse simple : la phase déroulée est lisse et varie lentement entre pixels voisins (la différence de phase entre deux pixels voisins n'excèdent pas  $\pi$ ). Cette supposition permet un déroulement de phase qui se fait aisément à partir d'un point de référence défini lors du traitement. Dans la réalité, cette hypothèse forte n'est jamais vraie, il existe au sein des interférogrammes des sauts de phase supérieurs à  $\pi$  causés par des gradients de phase élevés ou du bruit de décorrélation. **Ainsi, suivant le chemin de déroulement suivi, le résultat final ne sera pas toujours le même. Aussi, il est nécessaire que l'algorithme s'occupant du déroulement de phase tienne compte de ces sauts de phase afin d'éviter toute propagation d'erreur de déroulement sur tout l'interférogramme.**

Il existe plusieurs algorithmes de déroulement ; dans la majorité des cas, la première étape est de calculer les résidus [Goldstein et al., 1988]. Pour réaliser ce calcul, il faut effectuer la somme de différences de phase autour de quatre pixels adjacents : si la somme est non nulle, le résidu sera qualifié de positif ou négatif en fonction du signe de la somme. Lors du déroulement, si le chemin choisi comporte un nombre égal de résidus positifs et négatifs, alors il n'y a aucun problème ; dans le cas contraire, il existe une incohérence sur la phase déroulée mesurée. Les deux premiers algorithmes développés ont proposé la construction de lignes reliant par paires les résidus négatifs et positifs et ils

ont choisi de les nommer respectivement "branch-cut" [Goldstein et al., 1988] et "lignes-fantômes" [Prati et al., 1990]. Par la suite, d'autres algorithmes ont été développés avec, pour chacun, des approches plus ou moins différentes. Il est toutefois difficile de dire lequel est le plus performant, c'est pourquoi le déroulement de phase reste un domaine d'étude encore très important.

### 2.3.3 Délais atmosphériques

La section 2.2.2.3 a permis de détailler la contribution atmosphérique dans la phase interférométrique. Il s'agit dans cette partie de réaliser un tour d'horizon sur les avancées réalisées en matière de correction des interférogrammes du délai atmosphérique. Il s'agit sans doute de la principale limite à la mesure des déplacements par interférométrie radar. Dans le cadre de l'étude de faibles déplacements du sol, il est difficile de différencier les artefacts atmosphériques du signal de déformation dans les interférogrammes. C'est pourquoi, il est crucial de pouvoir se débarrasser de tous les artefacts atmosphériques.

Pour s'affranchir de la contribution atmosphérique, deux approches ont été employées jusqu'à présent :

- travailler avec une série d'interférogrammes et utiliser les caractéristiques spatio-temporelles des déplacements et des artefacts atmosphériques pour dissocier ces deux contributions
- utiliser des données externes pour simuler et modéliser la phase atmosphérique (données de la télédétection, modèles météorologiques, etc.)

Ces deux approches sont pour le moment toujours en phase de recherche et ne permettent pas encore une correction satisfaisante du délai atmosphérique dans les interférogrammes.

La modélisation du délai atmosphérique grâce à des données externes peut se faire par le biais de données très diverses. Ainsi, il est possible d'utiliser les données GPS pour estimer la phase atmosphérique et la soustraire aux interférogrammes [Webley et al., 2002, Li et al., 2004, Li et al., 2006]. Le problème de cette méthode réside dans la densité de stations GPS nécessaire pour obtenir une modélisation acceptable du délai atmosphérique. Il est donc impossible d'appliquer ce genre de correction sur toute

la surface terrestre.

L'utilisation d'images multispectrales comme par exemple des images MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer) [Moisseev et al., , Meyer et al., ] ou MODIS (MODerate resolution Imaging Spectrometer) [Li et al., 2005, Fan et al., ] fait aussi partie des méthodes utilisées pour la correction atmosphérique. Ces données permettent d'obtenir la quantité de vapeur d'eau précipitable avec une résolution spatiale de 1 km par 1 km pour les données MODIS et jusqu'à 300 m par 300 m pour les données MERIS. L'usage de ces données permet d'extraire la variation spatiale de la vapeur d'eau avec une assez bonne qualité autorisant la correction des interférogrammes du délai humide. Comme pour les données GPS, certaines limites apparaissent quant à l'application systématique de ces corrections comme la nécessité d'acquérir les images multispectrales au même moment que les images RSO (ce qui est le cas pour les images MERIS et Envisat, car les deux capteurs sont embarqués sur le même satellite) ou encore la faible qualité des mesures de vapeur d'eau au-dessus des zones nuageuses.

Une autre solution proposée est l'emploi de données météorologiques ré-analysées, qui placées dans un modèle 3D prenant en compte l'altitude, autorisent une modélisation de l'atmosphère méso-échelle. Les principaux modèles employés actuellement sont MM5 [Puysségur et al., 2007] ou des modèles globaux tel que ERA-Interim [Jolivet et al., 2011a] ou NARR. L'utilisation de ce type de données doit permettre de s'affranchir de la présence ou de l'installation de station GPS et/ou météorologique et ouvre ainsi la voie à une application globale de ce genre de correction.

L'ensemble de ces méthodes ne permettent pas encore de corriger à 100% tous les artefacts liés à la stratification de l'atmosphère, mais les progrès réalisés dans ce domaine ces dernières années sont plus que prometteurs. Concernant la contribution de l'atmosphère turbulente, aucune méthode n'est pour le moment satisfaisante, la seule solution est l'usage de plusieurs interférogrammes (multi-images).

### 2.3.4 Mesure et gradient de déformation

La mesure de la phase interférométrique n'est connue qu'à  $2k\pi$  près (avec  $k$  entier). C'est pourquoi il est nécessaire de dérouler la phase, mais la mesure de phase obtenue est

une mesure relative d'un pixel par rapport à un autre pixel. Il est nécessaire de choisir un point de référence pour pouvoir effectuer le déroulement de phase. Ce point doit être choisi en se basant sur d'autres données géodésiques, tels que les données GPS en cherchant une zone où la déformation verticale et horizontale est proche de zéro.

Lors du déroulement de phase, il a été dit que la différence de phase entre deux pixels voisins ne devait pas dépasser  $\pi$  sous peine d'introduire une erreur dans le déroulement. En effet, un gradient de déformation trop important par rapport à la résolution pixelique ne sera pas mesurable dans un interférogramme dû à un faible échantillonnage spatial [Peltzer et al., 1994]. Le plus souvent, on retrouve ce phénomène (appelé "aliasing") lors de la rupture d'une faille pendant un séisme. L'important déplacement du sol, qui se traduit par de très nombreuses franges interférométriques se resserrant près de la zone de faille jusqu'à devenir du bruit, il devient alors impossible de dérouler correctement la phase. D'après le théorème d'échantillonnage [Massonnet & Feigl, 1998, Hanssen, 2001], il est impossible de calculer un gradient de phase supérieur à une demi-frange par pixel (déplacement équivalent à  $\lambda/4$ ).

## 2.4 Analyse en série temporelle (multi-images)

Comme nous venons de le voir, la méthode d'interférométrie radar a, dès ses débuts, démontré toute sa capacité à imager et quantifier les déplacements de la surface terrestre sur de larges étendues spatiales. Son succès quasi-immédiat a ainsi facilité son développement. Dans un premier temps complètement ignorés, les artefacts atmosphériques représentent aujourd'hui l'une des limites majeures de l'interférométrie radar. En effet, l'interférométrie radar est de plus en plus utilisée pour la mesure de faibles déplacements du sol, or la présence de bruit atmosphérique peut masquer ces déformations. La base de l'interférométrie est de pouvoir mesurer des déplacements entre deux acquisitions RSO seulement. Cependant, il n'est pas toujours possible de calculer des interférogrammes avec toutes les images radar, soit à cause d'une ligne de base trop importante ou alors à cause d'intervalle de temps trop faible entre les deux dates ne permettant alors pas de détecter le signal de déformation.

Depuis le début des années 2000, plusieurs stratégies ont été développées avec pour



double objectif de pouvoir utiliser l'ensemble des données disponibles et d'essayer de s'affranchir au maximum des problèmes atmosphériques ; il s'agit de l'analyse en série temporelle ou multi-images. Deux approches ont été approfondies dans ce sens pour estimer le délai atmosphérique : un moyennage de ce délai par sommation d'interférogrammes, ou un suivi de l'évolution spatiale de la phase pour ensuite tenter de filtrer ce délai. L'analyse en série temporelle ou multi-images est divisée en trois méthodes : la sommation d'interférogrammes, les méthodes des petites lignes de base (aussi appelée SBAS pour Small Baseline), et celles des réflecteurs persistants (aussi appelée PS pour Persistent Scatterer).

### 2.4.1 Sommation d'interférogrammes

Cette méthode a été la première utilisée, elle est basée sur le principe simple de moyennage de plusieurs interférogrammes [Peltzer et al., 2001, Wright et al., 2001], et n'est valable que si la déformation ne présente pas d'importantes variations dans le temps. Dans le cas contraire, la mesure obtenue ne sera qu'une vitesse moyenne de déformation. La sommation d'interférogrammes utilise les caractéristiques spatio-temporelles de la contribution atmosphérique (décorrélée dans le temps) et du terme déformation (corrélé dans l'espace et le temps).

D'après *Zebker et al.* (1997), lorsque  $N$  interférogrammes sont utilisés dans la sommation, le bruit est diminué d'un facteur  $\sqrt{N}$ . Cette méthode ne peut être employée que sous certaines conditions : tous les interférogrammes doivent être indépendants (une image ne peut être utilisée qu'une seule fois) et il ne doit pas exister de corrélation entre les artefacts et la topographie. L'utilisation de cette méthode permet d'obtenir une vitesse moyenne, mais elle ne permet pas d'accéder à un suivi temporel des déplacements. De plus, le nombre d'images RSO disponibles doit être suffisamment conséquent pour pouvoir calculer une série d'interférogrammes indépendants permettant de mesurer des déformations.

### 2.4.2 Méthode des petites lignes de base (SB)

Cette méthode repose sur le calcul d'une série d'interférogrammes sélectionnés en fonction de leurs configurations orbitales (critère limitant la valeur de la ligne de base perpendiculaire,  $B_{perp}$ ) et temporelles (limitation de l'intervalle de temps entre les deux images). Le but est de réaliser une série d'interférogrammes présentant une cohérence maximale entre les couples interférométriques [Lundgren et al., 2001, Berardino et al., 2002, Mora et al., 2003, Lanari et al., 2004, Lanari et al., 2007] (Figure 2.15). Il est parfois possible que certaines images se trouvent exclues par cette sélection. La finalité de cette méthode est d'obtenir un suivi temporel des déplacements avec une mesure par date d'acquisition utilisée, la référence prise pour la déformation étant la date la plus ancienne. Avant d'estimer l'évolution temporelle des déplacements, tous les interférogrammes sont placés dans une géométrie commune puis déroulés à l'aide du même point de référence (il est préférable de choisir une zone de déformation nulle pour ce point). Afin de vérifier qu'il n'y ait pas d'erreur de déroulement au niveau de ce point, il a été proposé d'étudier la compatibilité des interférogrammes entre eux en les examinant par triplets

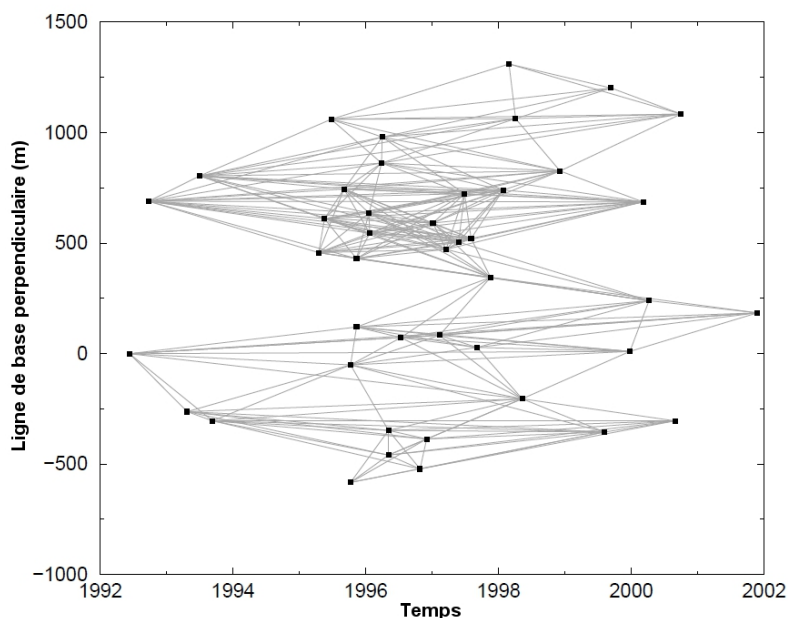


FIGURE 2.15: *Exemple d'une série d'interférogrammes.* Chaque point représente une image RSO et les lignes illustrent les interférogrammes calculés. *Modifiée d'après Cavalie et al., 2007.*

[Lundgren et al., 2001, Usai, 2003]. Il s'agit de prendre des triplets d'interférogrammes  $AB$ ,  $BC$  et  $CA$  calculés à partir des trois images  $A$ ,  $B$  et  $C$  afin de détecter les éventuelles erreurs de fermeture. Il faut ensuite calculer la somme des trois interférogrammes et vérifier qu'elle est bien nulle. Dans le cas contraire, il est nécessaire de détecter l'interférogramme posant problème à partir d'autres triplets, puis il suffit de le corriger.

Pour obtenir une série temporelle des déformations, il est nécessaire de réaliser une inversion de données, qui se fait par moindres carrés grâce à la séries d'interférogrammes. Cette inversion est réalisée pixel à pixel avec les  $N$  interférogrammes calculés à partir de  $M$  images RSO. Toutes les données des  $N$  interférogrammes sont placées dans une matrice  $d$  tel que :

$$d = [I_1, I_2, I_3, \dots, I_N] \quad (2.23)$$

Le principe de la démarche va être de déterminer les  $M - 1$  incréments de phase entre deux images RSO successives (équivalents à la déformation entre les deux dates) contenus dans  $m$  tel que :

$$m = [D_{d1}, D_{d2}, D_{d3}, \dots, D_{dM-1}] \quad (2.24)$$

Mathématiquement, cela revient à résoudre le problème suivant :

$$d = G.m \quad (2.25)$$

$G$  est une matrice de dimension  $N \times M - 1$ , où chaque ligne correspond à un interférogramme et chaque colonne à une date d'acquisition. Prenons par exemple la ligne  $k$ , représentant l'interférogramme  $I_k$  entre les dates  $i$  et  $j$  (tel que  $I_k = D_{dj} - D_{di}$ ), alors les valeurs des éléments  $G_{k,i}$  et  $G_{k,j}$  sont respectivement 1 et -1. Toutes les autres valeurs de la ligne  $k$  sont nulles. Au final, estimer les incréments de phase contenus dans la matrice  $m$  revient à résoudre :

$$\hat{m} = (G^t G)^{-1} G^t d \quad (2.26)$$

Une telle inversion n'est réalisable que si chaque image est reliée aux autres images par au moins un interférogramme. Bien souvent, il est impossible de relier toutes les images, créant ainsi des sous-ensembles d'images qu'il est indispensable de lier.

Une approche relativement similaire, appelée SBAS (Small BAseline Subset), a été développée par *Berardino et al.* (2002). Il s'agit d'une approche similaire à celle présentée précédemment, mais cette fois-ci, les sous-ensembles d'interférogrammes sont pris

en compte. Pour réaliser cette opération, il est proposé d'employer la méthode de décomposition en valeur singulière (aussi appelée SVD pour Single Value Decomposition) pour construire des liens entre les sous-ensembles d'interférogrammes. Cette méthode est appliquée à des systèmes sous-déterminés (contrairement à l'équation 2.25 qui est sur-déterminée) et identifie la solution dont la norme est la plus faible. L'inversion est cette fois-ci réalisée sur les vitesses, et non pas sur les valeurs de phase relative, étant donné que la méthode SVD minimise les variations de phase relative (résultat final sans grande discontinuité), ce qui n'est pas réaliste.

Concernant les artefacts atmosphériques, un filtrage est appliqué après traitement en prenant en compte le comportement spatio-temporel de la contribution atmosphérique. Une estimation de cette contribution est réalisée grâce à une série de filtres spatiaux passe-bas et de filtres temporels passe-haut, avant d'être soustraite.

D'autres approches ont été présentées, toujours semblables à celle de *Lungdren et al.* (2001) et *Usai* (2003). Cette fois-ci, la série temporelle est estimée par une inversion par moindres carrés en examinant chaque pixel séparément de son voisinage [Hoffmann & Zebker, 2003, Schmidt & Bürgmann, 2003]. Ainsi l'équation 2.25 se réécrit pour chaque pixel  $p$  :

$$d_p = G_p \cdot m_p \quad (2.27)$$

Le vecteur  $d_p$  est porteur de l'information de phase des  $N$  interférogrammes,  $m_p$  est le vecteur à déterminer contenant les  $M - 1$  incréments de phase entre deux images RSO successives, et  $G_p$  est la matrice relationnelle entre les interférogrammes et les dates d'acquisitions (remplie de 0 et de 1). L'autre différence de cette approche vient de l'application d'une contrainte de lissage temporel dans l'inversion des données, dans le but de diminuer les artefacts atmosphériques, tel que :

$$\begin{pmatrix} G \\ \gamma^2 \frac{d}{dt} \end{pmatrix} m = \begin{pmatrix} d \\ 0 \end{pmatrix} \quad (2.28)$$

où  $\gamma$  est le paramètre de lissage (pour  $\gamma = 0$ , aucun lissage n'est appliqué).

Ce lissage temporel peut être nécessaire pour atténuer les variations rapides de la série temporelle entre deux dates successives. L'hypothèse avancée par un tel lissage est qu'entre deux dates consécutives les déformations observées sont faibles, et que toute

variation brutale est fortement corrélée avec des artefacts atmosphériques. Le lissage doit donc permettre de corriger au maximum le délai atmosphérique.

Cette dernière approche a depuis été reprise et remaniée en introduisant une inversion contrainte spécifique et en appliquant l'inversion seulement sur les pixels cohérents [Cavalié et al., 2007, López-Quiroz et al., 2009].

### 2.4.3 Méthode des réflecteurs persistants (PS)

La seconde classe d'analyse multi-images correspond à celle des Réflecteurs Persistants (ou "Persistent Scatterers" en anglais), qui après avoir construit une série d'interférogrammes permet le suivi de l'évolution temporelle des déplacements sur des points spécifiques appelés réflecteurs persistants (connus sous l'acronyme PS). L'une des idées directrices de cette méthode est de pouvoir utiliser toutes les données RSO disponibles en calculant une série d'interférogrammes avec une image maîtresse unique. Quelle que soit la configuration orbitale (ligne de base perpendiculaire) et l'écart temporel entre chacune des images esclaves avec l'image maîtresse, tous les interférogrammes sont calculés. Cette méthode exige par conséquent une sélection judicieuse des points spécifiques. Pour réaliser cette sélection, la phase interférométrique est analysée spatialement et temporellement.

Cette méthode a été développée initialement pour l'étude des milieux urbains [Ferretti et al., 2000, Ferretti et al., 2001], et des améliorations ont par la suite été apportées par *Colesanti et al.* (2003). Cette méthode innovante a fait l'objet d'un brevet sous le nom de "Permanent Scatterer Technique". Depuis, d'autres algorithmes se basant sur la méthode des réflecteurs persistants ont été proposés [Adam et al., , Lyons & Sandwell, 2003, Werner et al., , Kampes, 2006, Crosetto et al., 2008, Ketelaar, 2008]. Dans la littérature, le terme "Persistent Scatterer" est désormais utilisé afin d'éviter le problème lié à la marque déposée.

Contrairement à la méthode des petites lignes de base, tous les pixels ne vont pas être utilisés, il y a une sélection des pixels cohérents, c'est-à-dire ceux dont la phase est stable au cours du temps (c'est-à-dire présentant une faible variation de la phase quel que soit l'interférogramme calculé). L'ensemble des acquisitions RSO va pouvoir être exploité lors du traitement, même dans le cas où la configuration orbitale entre deux

images est critique. Ces réflecteurs persistants ont une phase stable dans le temps (parfois sur quelques dizaines d'années) et il est possible d'analyser l'évolution des informations d'amplitude et de phase afin d'en retirer des renseignements sur les déplacements du sol [Usai & Hanssen, 1997]. L'avantage de l'approche PS est qu'il est possible de dissocier, dans les cas où la densité de points de mesure est suffisamment grande, les différentes contributions de la phase interférométrique à partir d'une analyse spatio-temporelle de cette dernière.

Aussi, pour chaque pixel d'une image RSO, la phase d'un pixel est déterminée par la somme cohérente de toutes les contributions des cibles élémentaires présentes au sein de la cellule de résolution. Les phénomènes de décorrélation spatio-temporelles, qui ont été abordés lors de la section 2.3.1, procurent une instabilité à cette mesure de phase. Néanmoins, une famille de pixels n'est pas affectée par ces phénomènes (ou alors très faiblement), il s'agit de pixels présentant à l'intérieur de la cellule de résolution une cible élémentaire forte (diffuseur fort) dont la contribution au sein de ce

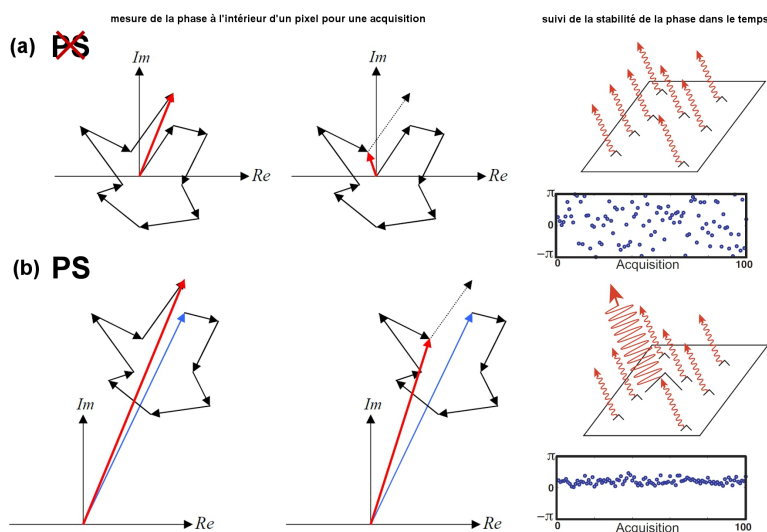


FIGURE 2.16: *Représentation du comportement d'un pixel distribué et d'un pixel PS. (a) Suivi du comportement d'un pixel distribué, constitué de cibles élémentaires d'amplitudes semblables. L'addition ou la soustraction de la réponse d'une cible élémentaire change de façon notable la mesure de phase finale (rouge). (b) Suivi du comportement d'un pixel PS, incluant un diffuseur fort (bleu) de grande amplitude, donnant une stabilité à la phase finale quelles que soient les variations des autres cibles élémentaires. Modifiées d'après Hooper et al., 2007 et Fruneau, 2011.*

pixel va dominer toutes les autres (de par son amplitude élevée). Quelles que soient les variations de phase des autres cibles élémentaires, la phase mesurée du pixel restera stable au cours du temps (Figure 2.16). Ces points peuvent correspondre dans la réalité à un rocher, au coin d'un immeuble, un tronc d'arbre, etc. La caractérisation des réflecteurs permanents en milieu urbain a donné lieu à plusieurs études [Ketelaar & Hanssen, , Ferretti et al., , Perissin & Ferretti, 2007] autorisant une classification des réflecteurs en fonction de leurs propriétés physiques et géométriques. En dehors des milieux urbains, la spécification des réflecteurs persistants est encore méconnue.

Nous allons présenter maintenant deux approches PS : la première proposée par *Ferretti et al.* (2000 et 2001), pionnière dans ce domaine, puis l'approche StaMPS (Stanford Method for Persistent Scatterer) développée par Andy Hooper, qui est celle que nous avons choisi d'utiliser [Hooper et al., 2007].

#### 2.4.3.1 "Permanent Scatterer Technique" (*Ferretti et al.*, 2000 et 2001)

Considérons que nous disposons de  $N + 1$  images RSO sur notre zone d'étude ; à partir des données brutes, et après traitement RSO (ou focalisation), toutes les images sont recalées dans une géométrie unique, celle de l'image maîtresse choisie. Le choix de cette image est dictée par la minimisation de la dispersion des lignes de base perpendiculaires ( $B_{perp}$ ) [Colesanti et al., 2003].

Une première sélection de PS est réalisée à partir de l'analyse de leur amplitude sur l'ensemble de la série d'images (en utilisant un seuillage du rapport signal sur bruit). Il peut alors paraître curieux d'analyser l'amplitude d'un pixel, car rappelons-le un PS est défini à la base comme un pixel ayant une phase stable dans le temps. Cependant, il existe une relation statistique entre la stabilité de l'amplitude et la stabilité de la phase [Ferretti et al., 2001] ; ainsi pour chaque pixel, on estime l'indice de dispersion  $D_A$  de l'amplitude au cours du temps sur l'ensemble des images RSO (équation 2.29), donné par :

$$D_A = \frac{\sigma_A}{m_a} \quad (2.29)$$

où  $\sigma_A$  correspond à l'écart-type de l'amplitude du pixel dans le temps et  $m_a$  à sa moyenne.

Il a été démontré par *Ferretti et al.* (2001), que pour des signaux constants avec un

rapport signal sur bruit élevé, on obtient  $D_A \simeq \sigma_\phi$ , avec  $\sigma_\phi$  correspondant à l'écart type de la phase (cela permet d'obtenir facilement une estimation de la stabilité de la phase). Pour obtenir une première sélection de candidats PS, il suffit d'appliquer un seuil sur cet indice. Le seuil sur  $D_A$  est la plupart du temps fixé à 0,25.

Cette étape est suivie du calcul des  $N$  interférogrammes contenant l'image maîtresse à partir des  $N + 1$  images RSO. La composante topographique de la phase est ensuite éliminée grâce à l'utilisation d'un Modèle Numérique de Terrain. Ainsi, la phase pour chaque pixel  $p$  pour un interférogramme  $i$  s'écrit :

$$\phi_p^i = \phi_{p,rés,topo}^i + \phi_{p,rés,orb}^i + \phi_{p,atmo}^i + \phi_{p,dép}^i + \phi_{p,bruit}^i \quad (2.30)$$

où  $\phi_{p,rés,topo}^i$  correspond aux résidus topographiques,  $\phi_{p,orb}^i$  représente les résidus orbitaux,  $\phi_{p,atmo}^i$  est liée au délai de phase atmosphérique,  $\phi_{p,dép}^i$  correspond à la phase éventuelle de déplacement entre les deux acquisitions et  $\phi_{p,bruit}^i$  représente le bruit de décorrélation.

L'opération suivante consiste à séparer toutes ces contributions grâce à leurs caractéristiques spatio-temporelles différentes. Dans un premier temps, on effectue une analyse dans l'espace des différences de phases entre pixels PS voisins.

Les résidus topographiques étant proportionnels à la ligne de base ( $B_{perp}^i$ ) et à l'erreur de MNT (on parle ici de la différence d'altitude entre le pixel PS et le MNT, notée  $\varepsilon_p$ ), on peut écrire :

$$\phi_{p,rés,topo}^i = \frac{4\pi}{\lambda R \sin \theta} B_{perp}^i \varepsilon_p \quad (2.31)$$

Pour ce qui est des déplacements, l'hypothèse faite est celle d'une déformation linéaire dans le temps. Le modèle linéaire employé pour modéliser le déplacement de chaque PS permet d'écrire :

$$\phi_{p,dép}^i = \frac{4\pi}{\lambda} B_t^i \nu_p \quad (2.32)$$

où  $B_t^i$  correspond à la base temporelle de l'interférogramme  $i$  et  $\nu_p$  représente la vitesse de déplacement du point PS.

À partir de toutes ces équations, il est possible d'exprimer la différence de phase entre deux candidats PS voisins ( $p1$  et  $p2$ ) dans chaque interférogramme  $i$  :

$$\Delta\phi_{p1,p2}^i = \frac{4\pi}{\lambda R \sin \theta} B_{perp}^i \Delta\varepsilon_{p1,p2} + \frac{4\pi}{\lambda} B_t^i \Delta\nu_{p1,p2} + \Delta\phi_{rés,p1,p2}^i \quad (2.33)$$



où  $\Delta\phi_{rés,p1,p2}^i$  représente le résidu de phase rassemblant le bruit de décorrélation, le délai atmosphérique, la contribution orbitale et la composante non-linéaire du déplacement. Ce résidu peut s'écrire :

$$\Delta\phi_{rés,p1,p2}^i = \Delta\phi_{p1,p2,bruit}^i + \Delta\phi_{p1,p2,atm}^i + \Delta\phi_{p1,p2,orb}^i + \Delta\phi_{p1,p2,dépnnonlinéaire}^i \quad (2.34)$$

Pour chacun des couples de candidats PS, il existe  $N$  interférogrammes, soit  $N$  équations à résoudre avec comme inconnues  $\Delta\varepsilon_{p1,p2}$  et  $\Delta\nu_{p1,p2}$  qui sont identiques sur l'ensemble des interférogrammes. Le système est non-linéaire, à cause de l'ambiguïté sur la phase qui est toujours "enroulée". La solution utilisée pour l'estimation de ces paramètres est la maximisation d'un indice de qualité  $\gamma_{p1,p2}$ , aussi appelé cohérence multi-interférogrammes.

$$\gamma_{p1,p2} = \left| \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N e^{j(\Delta\phi_{p1,p2}^i - \Delta\hat{\phi}_{p1,p2}^i)} \right| \quad (2.35)$$

où  $\Delta\hat{\phi}_{p1,p2}^i$  est l'estimation de  $\Delta\phi_{p1,p2}^i$  basée sur le modèle fonctionnel de phase précédent.

Il est évident que l'estimation des deux inconnues  $\Delta\varepsilon_{p1,p2}$  et  $\Delta\nu_{p1,p2}$  ne peut se faire que dans le cas où les résidus sont faibles, ce qui est a priori le cas entre PS voisins. Le fait de travailler sur des pixels PS voisins permet de faire l'hypothèse que les contributions atmosphérique et orbitale sont semblables. Compte-tenu de la nature des pixels sélectionnés (qui présentent un fort rapport signal sur bruit), le terme de bruit de décorrélation est censé également être faible. À partir de là, une estimation de la phase résiduelle peut être réalisée.

La contribution atmosphérique est alors à son tour évaluée par filtrage de la phase résiduelle. En utilisant les propriétés spatio-temporelles des contributions atmosphériques (supposées être décorréliées dans le temps) et des contributions non-linéaires des déplacements (corrélées dans le temps et l'espace), un filtrage temporel passe-haut est appliqué pour éliminer le terme de déplacement, suivi d'un filtre spatial passe-bas qui permet d'obtenir une estimation des artefacts atmosphériques à grande longueur d'onde. Cette estimation permet, après interpolation, une correction du délai atmosphérique de tous les interférogrammes.

L'algorithme est réitéré de façon à sélectionner un nombre plus important de points PS, mais peut être cette fois employé pour tous les pixels compte tenu du fait que la

composante atmosphérique a déjà été soustraite.

Cette approche a déjà prouvé son efficacité sur de nombreuses zones urbaines, mais la densité de points PS obtenue reste faible dans les zones rurales et les terrains naturels.

### 2.4.3.2 "Stanford Method for Persistent Scatterer" (*Hooper et al., 2007*)

Cette seconde approche cherche à trouver une solution aux deux principales limites de l'approche proposée par *Ferretti et al.* (2000 et 2001) qui sont : (1) la faible densité de point obtenue en dehors des zones urbaines et (2) la nécessité d'utiliser un modèle de déformation a priori pour extraire le signal de déformation.

*Hooper et al.* (2004 et 2007) ont développé une nouvelle approche sensiblement différente de la méthode par réflecteurs persistants, censée améliorer la précision sur les déplacements estimés et étant capable de suivre dans le temps des déformations non-linéaires (sans intégration d'un modèle de déformation linéaire). Cet algorithme, appelé StaMPS, peut être divisé en quatre parties : (1) la formation des interférogrammes, (2) l'identification des candidats PS par une analyse de la stabilité de la phase, (3) la sélection des PS et enfin (4) l'estimation des déplacements pour chaque PS.

On considère que l'on dispose de  $N + 1$  images RSO couvrant notre zone d'étude. Comme pour l'approche précédente, il est nécessaire de définir une image maîtresse dans notre jeu de données appelée "Super Master". Cette image est de manière à minimiser la décorrélation, et par conséquent maximiser la corrélation. Le modèle simple de la corrélation totale considéré est [Zebker & Villasenor, 1992] :

$$\rho_{totale} = \rho_{temporelle} \cdot \rho_{spatiale} \cdot \rho_{doppler} \cdot \rho_{thermal} \quad (2.36)$$

$$\rho_{totale} \simeq \left(1 - f\left(\frac{T}{T_c}\right)\right) \cdot \left(1 - f\left(\frac{B_{\perp}}{T_{\perp}^c}\right)\right) \cdot \left(1 - f\left(\frac{F_{DC}}{F_{DC}^c}\right)\right) \cdot \rho_{thermal}$$

où  $f(x) = x$  pour  $x \leq 1$  et  $f(x) = 1$  pour  $x > 1$ .

Ce modèle de corrélation est dépendant du temps ( $T$ , intervalle de temps), de la ligne de base perpendiculaire ( $B_{\perp}$ ), de la différence entre les dopplers centroïdes des couples ( $F_{DC}$ ) et du bruit thermique introduit par le capteur.

Une fois l'image "Super Master" choisie, l'ensemble des images RSO sont recalées dans la géométrie de cette dernière. Ce recalage est une étape très importante, toute

erreur entraînerait un délai de phase supplémentaire dans les interférogrammes. Une fois toutes les images replacées dans une géométrie commune, les interférogrammes  $N$  (avec l'image maîtresse commune à tous les interférogrammes) sont générés et corrigés des contributions géométriques (introduites par la différence de configuration orbitale entre deux acquisitions) et topographiques (à l'aide d'un Modèle Numérique de Terrain). Une fois les corrections faites, la latitude et la longitude de chaque pixel est calculée (étape de géocodage).

Une première sélection de candidats PS est réalisée en estimant l'indice de dispersion de l'amplitude  $D_A$  défini précédemment (équation 2.29). Cette démarche est identique à la première étape proposée par *Ferretti et al.* (2001).

La première différence entre les deux méthodes réside dans l'utilisation de cet indice. En effet, *Hooper et al.* (2007) se sert de cette estimation pour présélectionner (de façon assez large) un grand nombre de candidat PS. Le seuil choisi est de l'ordre de 0,4, contre 0,25 pour l'approche de *Ferretti et al.*, il est donc évident que le nombre de candidats PS sera beaucoup plus important. Mais il ne s'agit ici que d'une pré-sélection. En effet, cette analyse d'amplitude est suivie d'une analyse de stabilité de la phase dans le temps permettant d'affiner la sélection pour ne garder que les pixels avec un comportement de type PS.

Comme précédemment, la phase interférométrique peut être écrite pour chaque pixel  $p$  de l'interférogramme  $i$  :

$$\phi_p^i = \phi_{p,dép}^i + \phi_{p,atmo}^i + \phi_{p,résorb}^i + \phi_{p,réstopo}^i + \phi_{p,bruit}^i \quad (2.37)$$

La première hypothèse est de supposer qu'un pixel présélectionné est bien un pixel PS si le terme de bruit de décorrélation est assez faible pour ne pas masquer le signal de déformation. La seconde hypothèse est que les trois premiers termes de l'équation 2.37, c'est-à-dire  $\phi_{p,dép}^i$ ,  $\phi_{p,atmo}^i$  et  $\phi_{p,résorb}^i$ , sont corrélés spatialement sur une certaine distance  $R$  et que  $\phi_{p,réstopo}^i$  et  $\phi_{p,bruit}^i$  sont décorrélés sur la même distance avec une moyenne nulle. Si l'on considère une fenêtre circulaire de rayon  $R$  centrée sur un pixel  $(x,y)$ , et que l'on connaît la position des autres candidats PS, alors la phase moyenne à l'intérieur de la fenêtre peut s'écrire :

$$\bar{\phi}_y^x = \bar{\phi}_{y,dép}^x + \bar{\phi}_{y,atmo}^x + \bar{\phi}_{y,résorb}^x + \bar{\phi}_{y,bruit}^x \quad (2.38)$$

Le terme lié aux résidus topographiques est supposé être très faible. Si l'on soustrait l'équation 2.28 à l'équation 2.29 on obtient la relation suivante :

$$\phi_y^x - \bar{\phi}_y^x = \phi_{y,réstopo}^x + \phi_{y,bruit}^x - \bar{\phi}_{y,bruit}^{Ix} \quad (2.39)$$

avec  $\bar{\phi}_{y,bruit}^{Ix} = \bar{\phi}_{y,bruit} + (\bar{\phi}_{def} - \phi_{def}) + (\bar{\phi}_{atmo} - \phi_{atmo}) + (\bar{\phi}_{résorb} - \phi_{résorb})$ .

Le terme  $\phi_{y,réstopo}^x$  est directement relié à la ligne de base perpendiculaire par une constante. Il est possible de déterminer cette constante à partir de l'équation 2.39 par moindres carrés, étant donné que  $\phi_{y,réstopo}^x$  est l'unique terme en relation avec la ligne de base perpendiculaire. Si l'on fait l'hypothèse que  $\bar{\phi}_{y,bruit}^{Ix}$  est très petit, il est possible de le négliger dans l'équation 2.39. À partir de la mesure du bruit  $\phi_{y,bruit}^x$ , une mesure de la cohérence du pixel  $(x,y)$  est envisageable telle que :

$$\gamma_y^x = \frac{1}{N} \left| \sum_{x=1}^N e^{i(\phi_y^x - \bar{\phi}_y^x - \hat{\phi}_{y,réstopo}^x)} \right| \quad (2.40)$$

où  $\hat{\phi}_{y,réstopo}^x$  correspond à l'estimation de  $\phi_{y,réstopo}^x$ .

La mesure de cohérence  $\gamma_y^x$  est une mesure représentative de la stabilité de phase du pixel dans la mesure où si l'estimation du bruit de décorrélation est faible, le module sera proche de 1, et à l'inverse, si cette estimation est forte, le module sera faible.

C'est à partir de la mesure de la stabilité de phase  $\gamma$  que StaMPS définit une valeur de probabilité pour chaque pixel d'être ou non un réflecteur persistant. Une seuillage sur cette valeur permet de faire la sélection finale des pixels PS. Une fois cette opération terminée, tous les autres pixels sont exclus du traitement et l'on retrouve les mesures de phase de départ (équation 2.37). La suite du processus consiste à dérouler la phase.

Le déroulement de phase débute par le calcul de la différence de phase temporelle pour tous les pixels PS; après chaque étape, la phase est déroulée spatialement. Il est donc nécessaire de choisir une double référence temporelle (une date) et spatiale (un pixel) pour réaliser le déroulement de la phase [Hooper et al., 2004]. Une fois la phase déroulée, une série de filtres (spatial passe-haut et temporel passe-bas) est appliquée de façon à estimer les différentes contributions de la phase et à ne garder que le terme lié au déplacement (en utilisant les caractéristiques spatio-temporelles des signaux atmosphériques).

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

Le logiciel StaMPS a intégré depuis maintenant 2 ans une approche de type petites lignes de base. En se basant sur des critères de ligne de base perpendiculaire et de base temporelle, une sélection d'interférogrammes est proposée et calculée. Puis le même processus de sélection des points PS et d'extraction du terme de déformation est appliqué sur la nouvelle série d'interférogrammes. Une troisième approche est aussi proposée par StaMPS, il s'agit de la fusion des pixels sélectionnés à partir des deux approches précédentes avant l'étape de déroulement de phase (Figure 2.17).

### 2.4.3.3 Avantages et limites des méthodes par réflecteurs persistants

Le méthode des réflecteurs persistants présente plusieurs avantages :

- l'utilisation de l'ensemble des images RSO, permettant d'augmenter la résolution temporelle pour le suivi des déformations.
- l'application sur de grandes étendues spatiales (pour l'étude des déformations à grande échelle) mais aussi permettant un suivi des déformations locales (à l'échelle du bâti).
- une précision subcentimétrique des mesures de déformation (qui dépend de la résolution temporelle des images RSO utilisées).
- la forte densité de points de mesure, surtout dans les zones urbaines (avec parfois plus de 1 000 PS/km<sup>2</sup>). Cette densité est largement supérieure à la densité de stations GPS installées sur un site, offrant ainsi une analyse plus fine des déplacements de la surface terrestre.
- elle ne nécessite pas l'installation de matériel car elle utilise les éléments physiques présents sur la surface du sol, qu'ils soient d'origine naturelle ou anthropique.
- les points de mesure ne sont pas forcément tous voisins, il est possible d'obtenir des points de mesure isolés, la cohérence interférométrique ne rentrant pas en compte dans le choix des couples interférométriques.

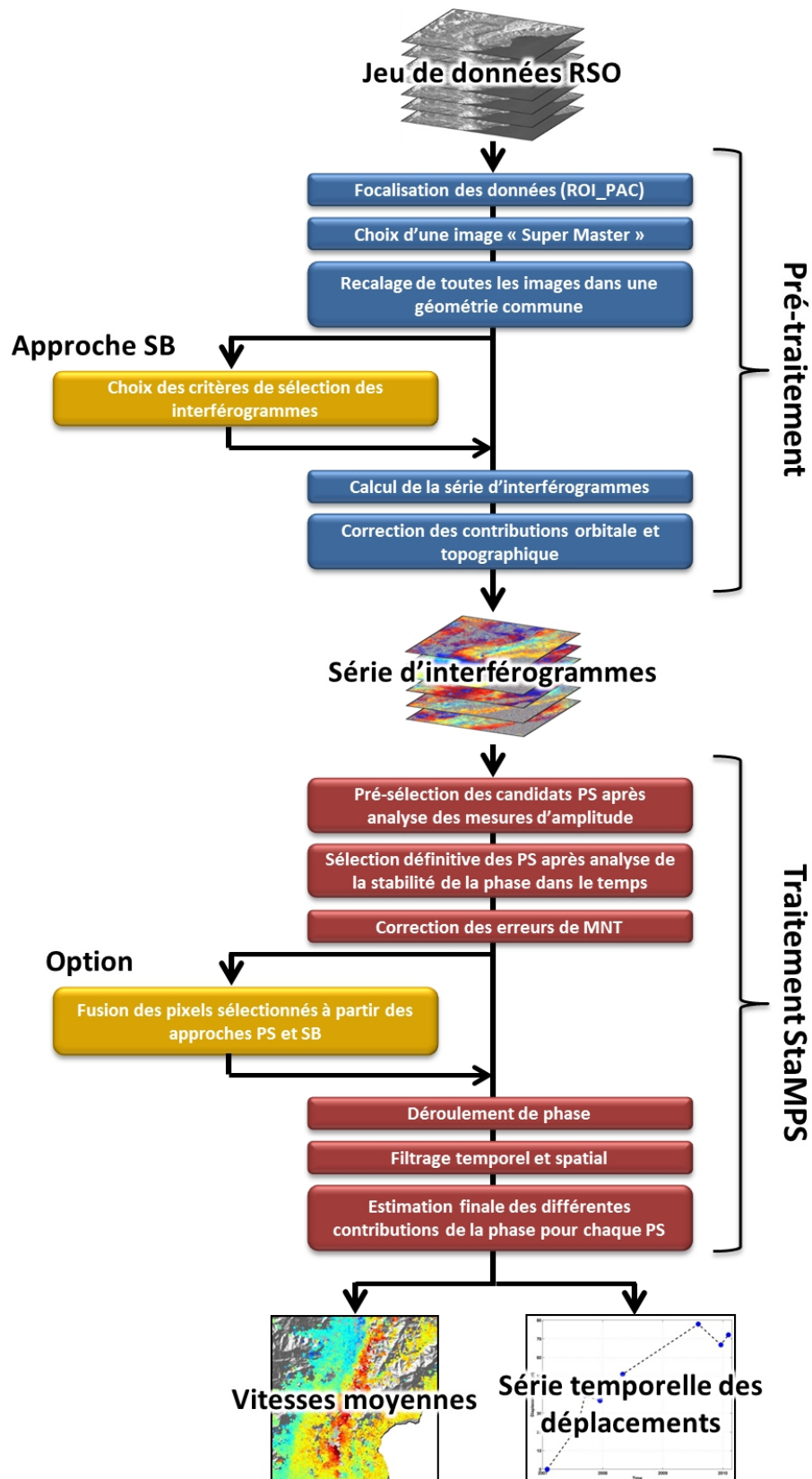


FIGURE 2.17: Description de la chaîne de traitement StaMPS.

Mais comme toute méthode, elle présente aussi certaines limites :

- les déplacements mesurés le sont suivant la ligne de visée du radar, il n'est donc pas possible d'obtenir directement les composantes Nord, Est et verticale des déplacements. La seule possibilité qu'il existe est l'utilisation de plusieurs jeux de données avec des paramètres d'orbites différentes (ascendantes et descendantes par exemple). Cela s'avère être un problème lors des études PS car suivant la géométrie d'acquisition les cibles élémentaires n'ont pas le même comportement, certains pixels seront sélectionnés en tant que PS dans une géométrie donnée et rejetés de la sélection dans une autre.
- il est impossible de connaître à l'avance la quantité et la position des points PS. Il est clair que si la zone d'étude est un milieu urbain, la densité de points de mesure sera forte.
- le nombre d'images nécessaire pour obtenir une précision acceptable. D'abord estimé à 25 pour la méthode des "Permanent Scatterer Technique" [Ferretti et al., 2000, Ferretti et al., 2001], le nombre d'images à partir duquel le traitement PS donne des résultats est de 12 pour StaMPS [Hooper et al., 2007].
- l'absence de points de mesure sur les zones peu urbanisées ou présentant une végétation luxuriante, sauf avec la chaîne de traitement StaMPS.
- l'incapacité à mesurer des déplacements avec un comportement fortement non-linéaire.

Au cours de ce chapitre, il a été démontré toute la capacité de l'interférométrie à détecter et mesurer les déplacements de la surface terrestre. Avec le développement de nouvelles méthodes interférométriques, et plus particulièrement celle des réflecteurs persistants, certaines limites ont pu être dépassées, rendant l'interférométrie radar incontournable pour la mesure et le suivi des déformations.

# Taiwan : un laboratoire naturel pour la mesure des déplacements

## Sommaire

<b>3.1</b>	<b>Contexte géodynamique Taiwanais . . . . .</b>	<b>55</b>
<b>3.2</b>	<b>Structures et néotectonique de Taiwan . . . . .</b>	<b>58</b>
<b>3.3</b>	<b>Déformation actuelle à Taiwan . . . . .</b>	<b>64</b>
3.3.1	Déformation associée aux séismes . . . . .	65
3.3.2	Déformation inter-sismique verticale et horizontale . . . . .	68
<b>3.4</b>	<b>Apports et limites des études par interférométrie radar à Taiwan</b>	<b>71</b>
3.4.1	Intérêts de l'interférométrie radar PS à Taiwan . . . . .	73
3.4.2	Limitations de l'interférométrie sur l'île de Taiwan . . . . .	75
3.4.2.1	Entre urbanisation et végétation . . . . .	75
3.4.2.2	Le climat tropical humide . . . . .	77
3.4.2.3	Le relief très escarpé . . . . .	79
<b>3.5</b>	<b>Choix des zones d'études et données radar disponibles . . . . .</b>	<b>80</b>
3.5.1	La sélection des régions d'études . . . . .	80
3.5.2	Les données ERS, ENVISAT et ALOS . . . . .	83

Le chapitre précédent a permis d'expliquer et de mieux comprendre comment, à partir d'images RSO et des techniques interférométriques radar, il est possible de mesurer les déplacements de la surface terrestre. L'île de Taiwan, située au Sud Est de la Chine, résulte de la collision rapide entre deux plaques tectoniques (Figure 3.1). Ce contexte géodynamique engendre de très nombreuses déformations tectoniques en surface (millimétriques à centimétriques). Ces déformations peuvent se produire sur un court intervalle



de temps, lors des séismes, ou au contraire sur de longues périodes (parfois plusieurs centaines d'années). La détection et la mesure de ces déplacements sont primordiales pour la compréhension de cette collision, mais aussi pour l'enjeu humain que représentent les 23 millions d'habitants (le séisme de Chi-Chi du 20 Septembre 1999, de magnitude 7.6, a fait 2 400 victimes).

L'emploi des techniques interférométriques radar pour la détection et la mesure des déformations d'origine tectonique apparait tout naturel dans le cas de Taiwan. Plusieurs études par interférométrie radar différentielle ont déjà été menées en certains endroits de l'île, mettant en évidence certaines limites à l'utilisation de cette méthode. Cependant, avec le développement des méthodes multi-images, et plus précisément celle des réflecteurs persistants, ces limites peuvent être surpassées. L'objet de ce travail de thèse est de démontrer l'apport de cette méthode particulière des réflecteurs persistants pour le suivi des déformations de surface à Taiwan. Pour cela, certaines zones d'études de l'île ont été

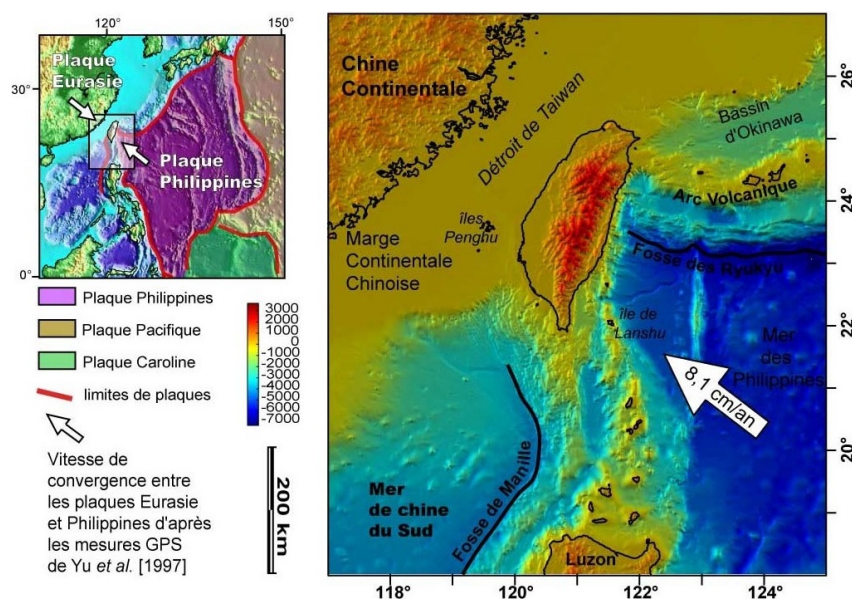


FIGURE 3.1: *Localisation et contexte géographique de Taiwan.* Cette figure montre la localisation géographique de l'île de Taiwan. Située à l'Est de la Chine continentale, Taiwan se trouve à la limite de deux plaques tectoniques (Eurasienne et Philippines). La flèche blanche indique la direction principale de convergence de la plaque Philippines vers la plaque Eurasienne à une vitesse estimée par mesures géodésiques à environ 81 mm/an. D'après Pathier E., 2003.

choisies, et différentes données (variant en fonction des zones d'étude) ont été utilisées.

Ce chapitre commencera par une présentation générale du contexte géodynamique et tectonique de Taiwan, avant de faire un état des lieux de la déformation de surface actuelle. Nous aborderons les apports et les limites de l'interférométrie radar à la mesure des déplacements à Taiwan, et expliquerons ensuite le choix des zones d'étude.

### 3.1 Contexte géodynamique Taiwanais

L'île de Taiwan est la partie visible de la collision arc-continent entre la Marge Continentale Chinoise appartenant à la plaque Eurasienne et un arc volcanique appartenant à la plaque Océanique Philippines (Figure 3.1). Cette collision a débuté il y a au moins 3 millions d'années [Suppe, 1984, Barrier & Angelier, 1986, Huang et al., 1997] et est tou-

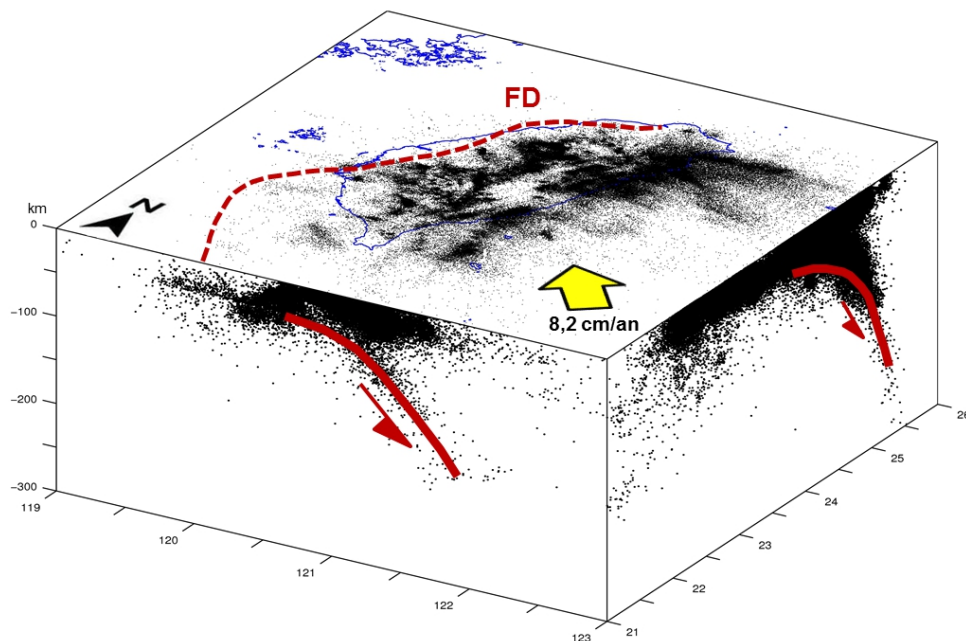


FIGURE 3.2: *Bloc diagramme 3D de la sismicité de Taiwan.* Ce bloc diagramme montre les hypocentres enregistrés par le Central Weather Bureau (CWB) entre 1973 et 2008. Ces hypocentres sont projetés sur 3 plans différents et révèlent très clairement les deux zones de subduction (représentées ici par les traits rouges). Le front de déformation supposé (FD) est symbolisé en surface en trait pointillé rouge.

jours active aujourd'hui avec un taux de convergence d'environ 82 mm/an. Cette vitesse a pu être estimée grâce à des mesures GPS entre l'île de Lanhsu (au Sud-Ouest de Taiwan, sur la plaque Philippines) et les îles Penghu (à l'Est de Taiwan, sur la Marge Continentale Chinoise) [Yu et al., 1997]. Cette mesure a confirmé les précédentes estimations obtenues grâce à des modèles de cinématique des plaques et des mesures géologiques [Seno et al., 1993]. La convergence de la plaque Philippines vers la plaque Eurasienne se fait selon une direction N306° E (Figure 3.2).

Cette collision, qui présente l'un des taux de convergence les plus élevés au monde, a créé un complexe tectonique unique avec une inversion de la subduction entre les deux plaques tectoniques. À l'Est de l'île, près de la fosse de Ryukyu, la plaque Philippines

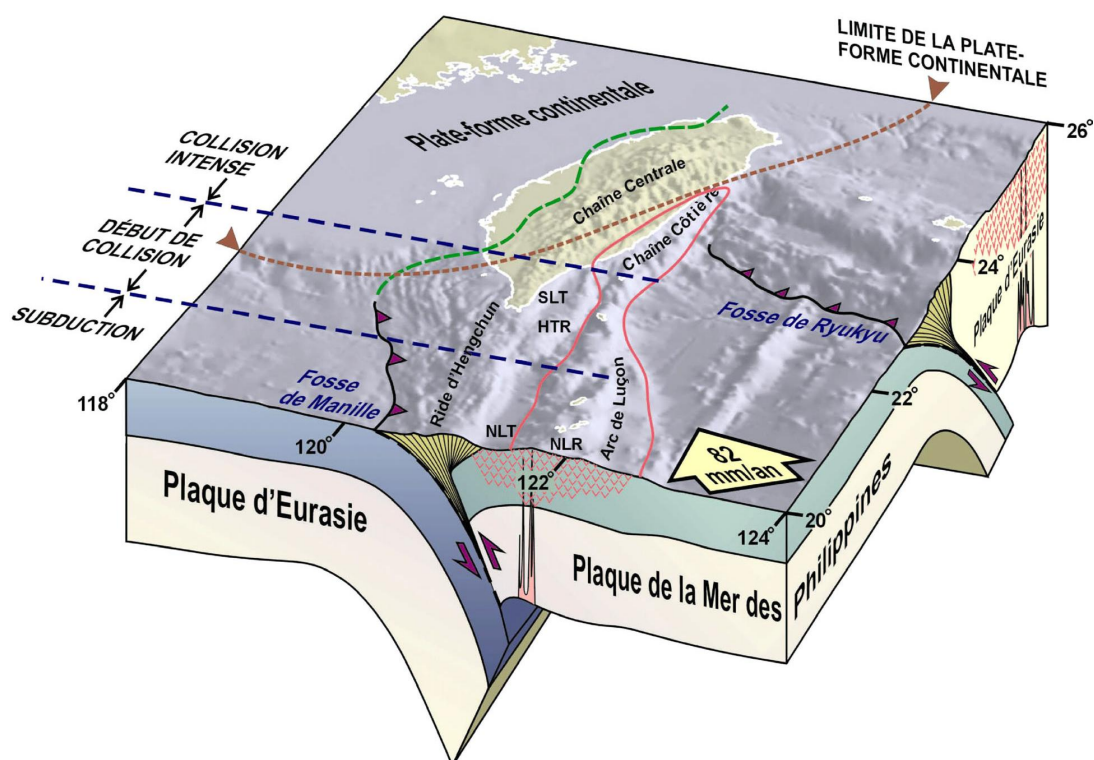


FIGURE 3.3: *Synthèse géodynamique de l'île de Taiwan.* Le front de déformation, partant de la fosse de Manille, et principalement localisé sur la plaque continentale Eurasienne, est représenté en pointillé vert. Le trait rouge montre l'arc volcanique de Luçon et le trait pointillé rouge rappelle la limite de la plateforme continentale. La direction et le taux de convergence de la plaque Philippines sont symbolisés par la flèche jaune. D'après Chang Tsui-Yu, 2002.

subducte sous la plaque Eurasienne, alors qu'à l'inverse, à la terminaison sud de Taiwan, proche de la fosse de Manille, c'est la plaque Eurasienne qui subducte sous la plaque Philippines. Ce contexte tectonique unique a été clairement mis en évidence grâce notamment aux données sismiques enregistrées par le Central Weather Bureau de Taiwan [Chang, 2002] (Figure 3.2).

De par l'orientation oblique de la marge continentale chinoise (présentant une orientation générale N060°E) par rapport à l'Arc de Luçon (étant lui orienté N016°W), il existe un phénomène de migration vers le sud de la collision [Suppe, 1981, Lewis & Hayes, 1983] (Figure 3.4). Il est possible d'observer différents stades dans la collision, avec au Nord de l'île une collision très mature qui devient d'autant plus jeune en se dirigeant vers le Sud jusqu'à la fosse de Manille où elle n'a pas encore débuté (Figure 3.3). Il existe différents modèles d'évolution géodynamique aboutissant à la collision [Suppe, 1981, Pelletier & Stephan, 1986, Angelier, 1990, Teng, 1990, Lallemand et al., 2001, Sibuet et al., 2002] : plusieurs points restent ainsi à discuter, comme par exemple la structure de la lithosphère complexe sous l'île de Taiwan.

D'après les dernières estimations, cette collision aurait débuté il y a entre 3 et 6

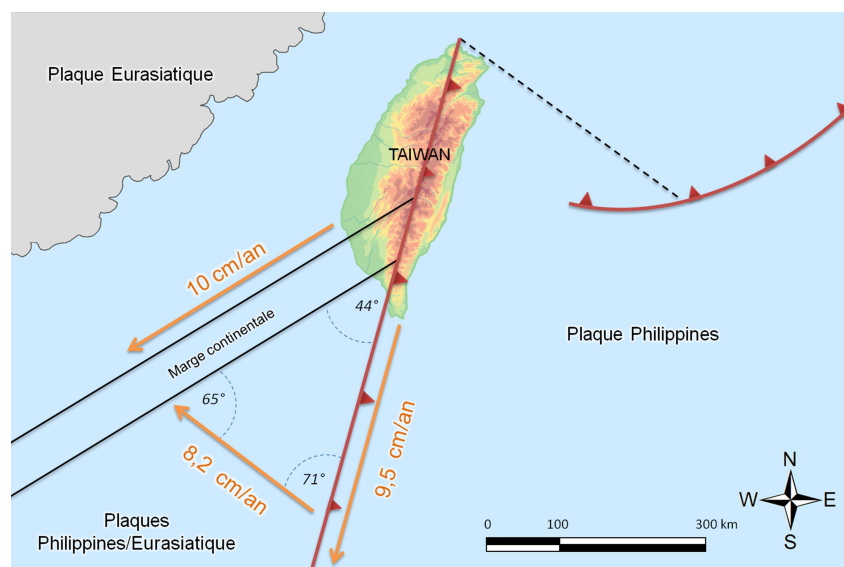


FIGURE 3.4: *Cinématique de la propagation de la collision à Taiwan.* Le triangle des vitesses représente la vitesse de propagation de la collision arc-continent qui est de 9,5 cm/an, dirigée vers le Sud-Ouest. Modifié d'après Suppe, 1981 et Mouthereau et al. 2000.

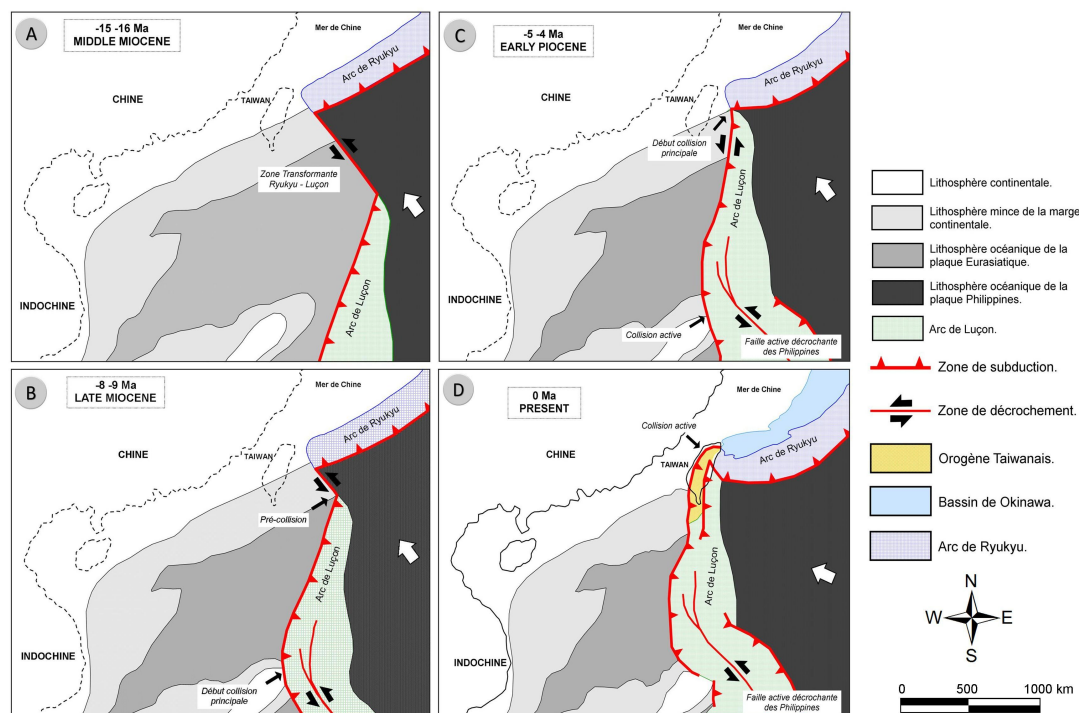


FIGURE 3.5: *Exemple de modèle d'évolution géodynamique de la région de Taiwan depuis 16 Ma. Le modèle débute à -16 Ma et présente une zone transformante (Ryukyu-Luçon) ayant joué un rôle pour la mise en relation des deux zones de subduction que sont la fosse de Manille et la fosse de Ryukyu. Modifié d'après Angelier, 1990.*

millions d'années [Suppe, 1984, Barrier & Angelier, 1986, Huang et al., 1997] par la fermeture de la mer de Chine du sud. Il faut cependant signaler que l'âge du début de la collision reste discuté et varie fortement en fonction des modèles (il peut varier entre 14 et 3 Ma). Nous présentons ici l'un des modèles d'évolution avancé par J. Angelier en 1990 (Figure 3.5). Il montre l'importance d'une zone transformante reliant la zone de subduction de Ryukyu au nord à la seconde zone de subduction de la fosse de Manille.

### 3.2 Structures et néotectonique de Taiwan

L'île de Taiwan résulte d'une double subduction inverse engendrée par la collision entre une plaque tectonique continentale et une plaque tectonique océanique. Cette collision affecte tout naturellement la structure de l'île et les deux zones de suture entre ces deux



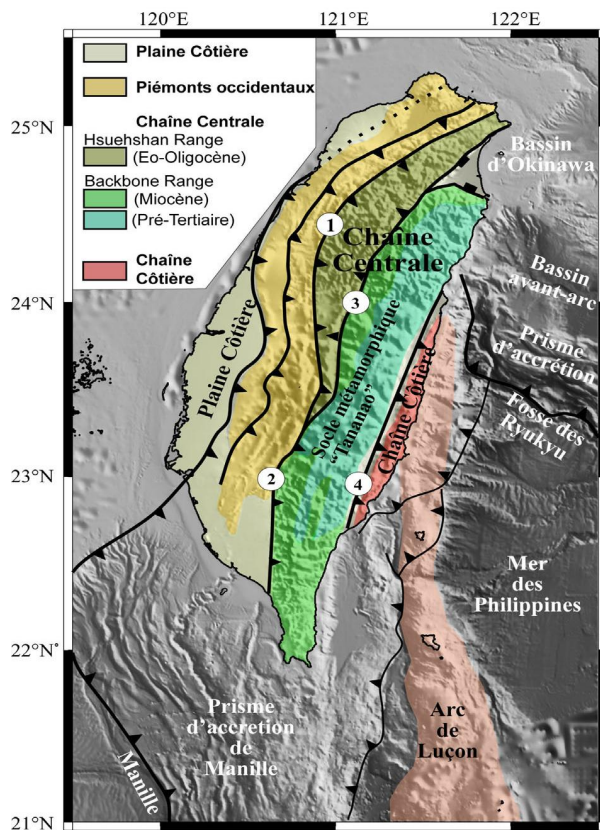


FIGURE 3.6: *Carte des grandes unités structurales de Taiwan.* L'île de Taiwan peut être décomposée en quatre grandes unités décrites de l'Ouest vers l'Est : la Plaine Côtière, les Piémonts occidentaux, la Chaîne Centrale (elle même divisée en trois unités en fonction des terrains qui la composent), et la Chaîne Côtière. Ces quatre unités sont séparées par de grandes structures tectoniques : (1) les chevauchements de Chiuchih, (2) les chevauchements de Chaochou, (3) les rétro-chevauchements de Lishan et (4) les faille de la Vallée Longitudinale D'après Mouthereau, 2000.

plaques se situent à proximité de la Vallée Longitudinale (à l'Est de Taiwan, Figure 3.6) et à l'Est de la Plaine Côtière [Lallemand et al., 2001].

À partir de critères tectoniques, stratigraphiques et métamorphiques [Ho, 1986], Taiwan peut être divisé en quatre unités géologiques, toutes orientées N020° E. On distingue d'Est en Ouest : (1) la Chaîne Côtière, (2) la Chaîne Centrale, (3) les Piedmonts Occidentaux et (4) la Plaine Côtière. Nous allons maintenant décrire brièvement ces quatre grandes unités d'Est en Ouest auxquelles il faut ajouter la Vallée Longitudinale.

La **Chaîne Côtière** est l'unité structurale située la plus à l'Est de l'île, elle se distingue des autres grandes unités par sa relation étroite avec la plaque océanique Philippines. D'une longueur de 135 km pour une largeur maximale de 15 km, cette chaîne a une orientation générale parfaitement parallèle à la Vallée Longitudinale. Le socle de la Chaîne Côtière est constitué de séries pré-tectoniques volcano-clastiques andésitiques d'âge Miocène [Dorsey, 1992]. Il a été possible, grâce à l'analyse des traces de fissions, de dater le commencement du volcanisme dans cette unité à 16 Ma et son achèvement à

2,2 Ma au moment de la collision des plaques [Yang et al., 1995]. Au-dessus de ce socle volcanique chevauchent des séries Plio-pléistocènes, coinçant le mélange de Lichi. Ce dernier est un faciès, à l'origine de nombreuses discussions, mélangeant des olistostromes composés de blocs exotiques d'âge Pliocène contenus dans une matrice très fortement cisailée. D'un point de vue structural, cette zone est affectée par des chevauchements et des plis à axes orientés NNE-SSW.

La **Vallée Longitudinale**, située entre la Chaîne Côtière et la Chaîne Centrale, présente une géométrie rectiligne d'une longueur d'environ 150 km pour une largeur moyenne de 10 km. Elle a été interprétée, comme la zone de suture entre la plaque Philippines et la plaque Eurasie [Angelier et al., 1986, Lallemand et al., 2001] car elle sépare la Chaîne Côtière, avec une lithologie d'arc volcanique insulaire, de la Chaîne Centrale, avec des roches métamorphiques. Le réseau GPS présent sur l'île démontre que cette région se déforme très vite et absorbe une très grande partie du raccourcissement entre les deux plaques [Yu et al., 1997], ce qui implique que cette unité joue un rôle majeur dans la collision arc-continent. L'une des structures les plus actives sépare la Chaîne Côtière de la Vallée Longitudinale, il s'agit de la faille de la Vallée Longitudinale identifiée sur le terrain et surveillée par extensomètres depuis plus de dix ans [Angelier et al., 2000, Lee et al., 2003, Mu et al., 2011].

La **Chaîne Centrale** représente l'ossature morphologique de l'île, elle est composée en grande partie de séries sédimentaires argilo-gréseuses métamorphiques. L'analyse et la quantification des déformations dans cette zone est très complexe compte tenu de la difficulté d'accès et du métamorphisme important. Il s'agit d'une zone très montagneuse dépassant les 3900 mètres et recouverte d'une végétation dense. Cependant, il a été estimé une vitesse de dénudation de l'ordre de 7 à 13 mm/an grâce à l'analyse des traces de fission sur l'apatite [Liu, 1982].

La Chaîne centrale est elle-même divisée en trois unités :

- Le "Hsüehshan Range" : c'est une chaîne élevée en forme de croissant. Elle est constituée de grès métamorphiques et de schistes Eocène-Oligocène. Elle est bordée à l'Est par le rétro-chevauchement de Lishan. « Pop-up » d'échelle crustale, sa

structure présente une succession de synclinaux et d'anticlinaux à fort rayon de courbure ;

- La "Backbone Range" : elle est constituée de schistes miocènes et d'alternances schisto-gréseuses Eocènes, et présente de nombreuses structures cassantes et pliatives ;
- Le "Tananao complex" : composé de schistes, de marbre et de granitoïdes d'âge Permien à Crétacé, il est constitué des plus anciennes roches observables de l'orogénèse Taiwanais.

Les **Piedmonts Occidentaux** et la **Plaine Côtière** font partie de la marge continentale chinoise. La Plaine Côtière est composée de molasses Plio-Quaternaires (sédiments issus de l'érosion de l'orogène) et présente un relief faible. Les Piedmonts Occidentaux présentent un relief plus marqué, avec des altitudes allant de 100 mètres jusqu'à plus de 2000 mètres vers la Chaîne Centrale. Cette unité marque le passage entre la marge continentale (non impliquée dans la collision) et la Chaîne Centrale fortement déformée et faisant partie intégrante de l'orogène Taiwanais. Ces deux grandes unités sont les plus documentées à ce jour, grâce notamment à un nombre considérable de profils sismiques, de mesures GPS, de données de nivellement, etc...

Ces grandes unités sont séparées par des structures tectoniques majeures, certaines étant actives (ou peu actives) et d'autres inactives à l'heure actuelle. Une carte des structures tectoniques actives a été réalisée par Shyu et al. (2005).

Deffontaines et al. (2001) ont réalisé une carte préliminaire de synthèse de la néotectonique à Taiwan, incluant les structures à terre mais aussi en mer (Figure 3.8). La forme arquée de l'île vient de l'indentation de l'Arc volcanique de Luçon portée par la plaque Philippines contre la marge continentale chinoise (avec une vitesse de convergence d'environ 8,2 cm/an). Deux zones jouent un rôle très important dans cette collision, il s'agit du Nord-Est et du Sud-Ouest qui sont des zones de tectonique d'échappement avec la présence de failles décrochantes. Le front de déformation visible, au Sud-Ouest de l'île, continue en mer jusqu'à rejoindre le prisme d'accrétion actuel au sud de la Péninsule de Hengchun. Il joue un rôle majeur dans l'absorption du raccourcissement au même titre que la Chaîne Côtière et la faille de la Vallée Longitudinale (faille principalement inverse



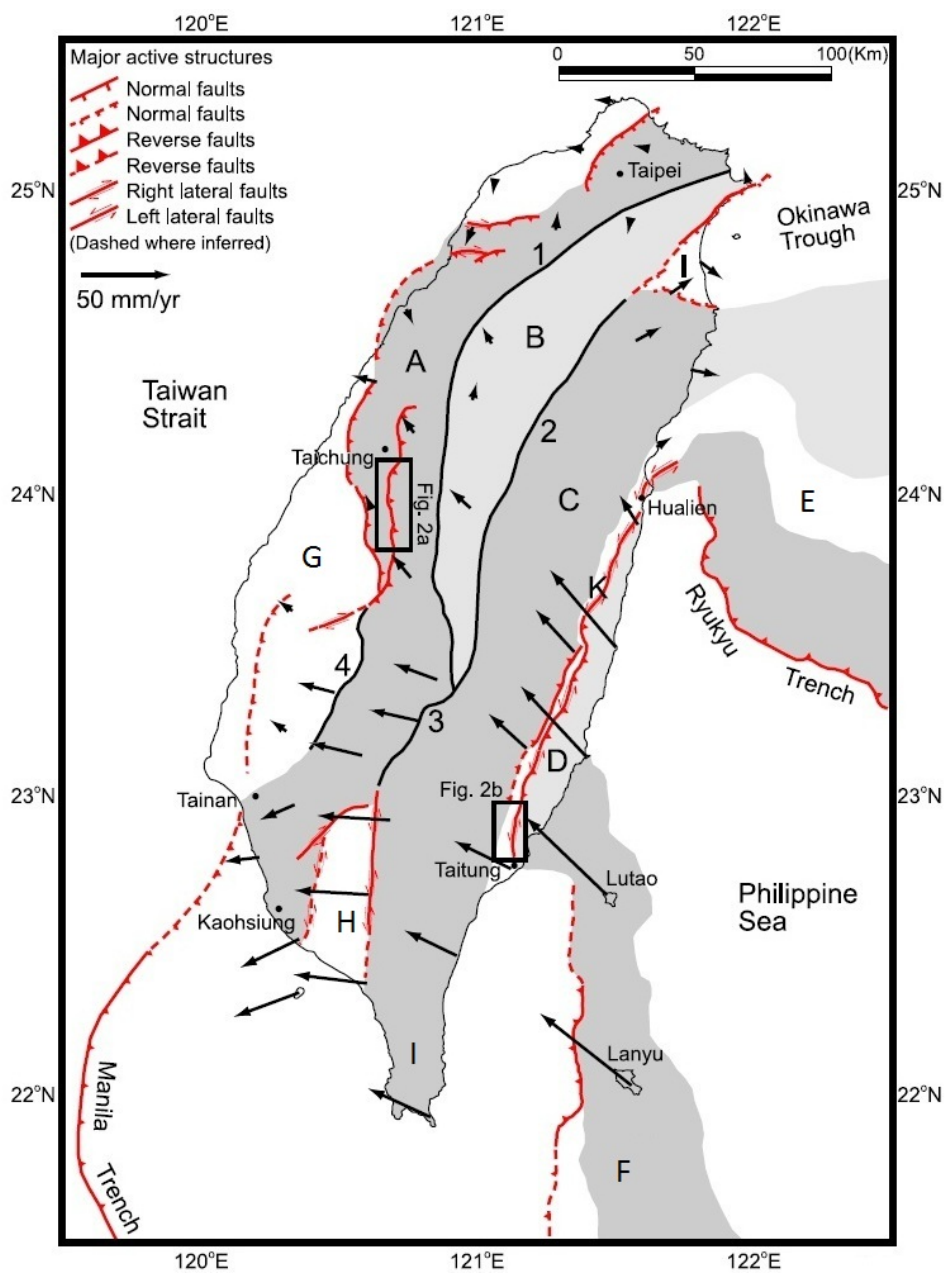


FIGURE 3.7: *Carte des structures tectoniques majeures à Taiwan.* Les structures actives sont matérialisées par les lignes rouges et les structures inactives qui délimitent les principales unités tectoniques sont en noir. (1) faille de Chiuchih, (2) faille de Lishan, (3) faille de Laonung, (4) faille de Chukou. Les flèches noires représentent les vecteurs vitesses des stations GPS avec pour référence la station S01R sur la marge continentale chinoise [Yu et al., 1997]. (A) Piémonts Occidentaux, (B) Chaîne de Hueshan, (C) Chaîne Centrale, (D) Chaîne Côtière, (E) Arc des Ryukyu, (F) Arc de Luçon, (G) Plaine Côtière, (H) Plaine de Pingtung, (I) Péninsule de Hengchun, (K) Vallée Longitudinale. **Modifiée d'après Shyu et al., 2005.**

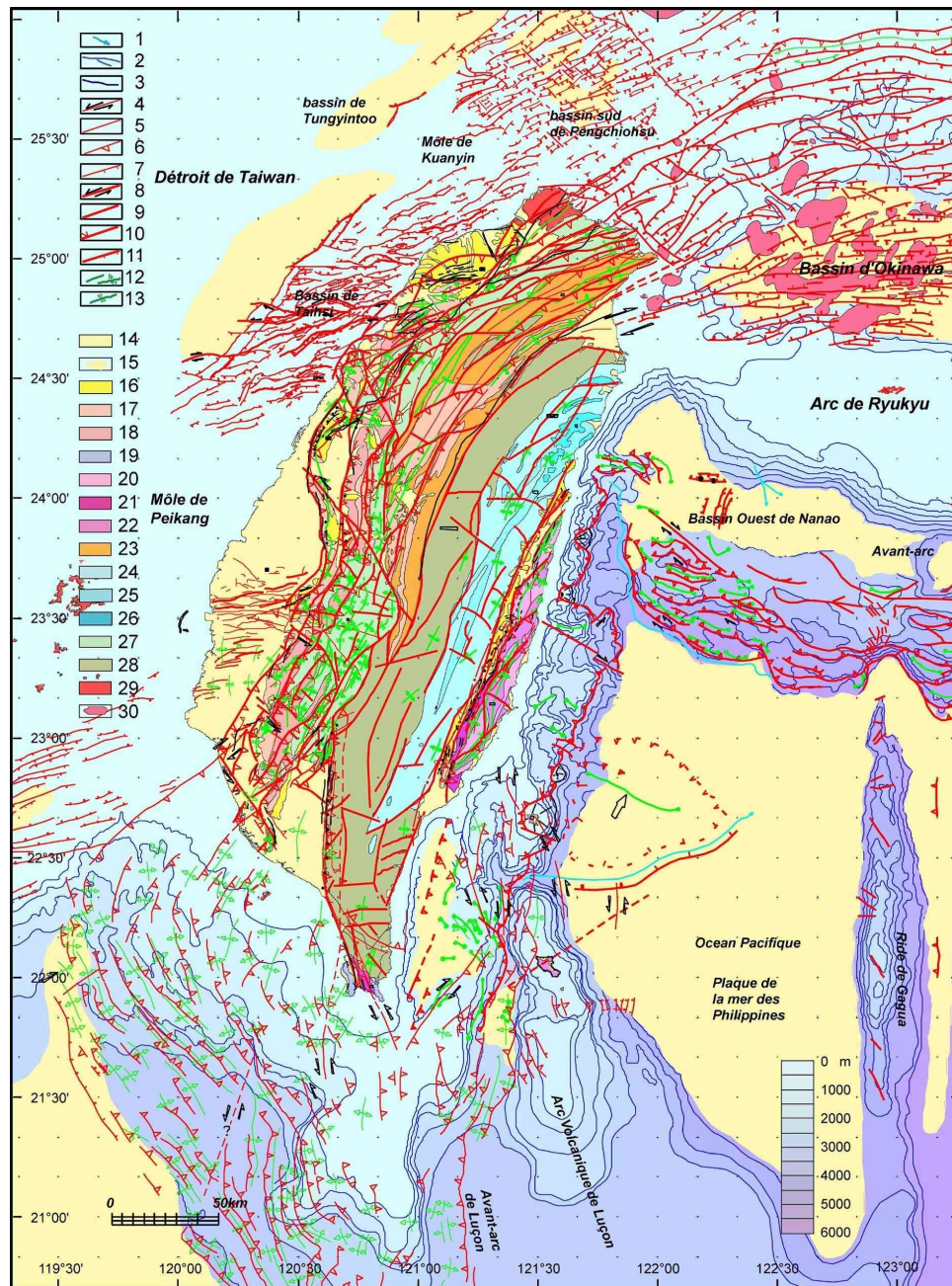


FIGURE 3.8: Carte synthétique de la néotectonique à Taiwan : terre et mer. 1-2 : réseau de drainage ; 3 : courbes isobathymétriques ; 4 : failles décrochantes ; 5 : failles ; 6 : Failles chevauchantes ; 7 : failles normales ; 8 : faille décrochantes actives ; 9 : failles actives ; 10 : failles chevauchantes actives ; 11 : failles normales actives ; 12 : anticlinal actif ; 13 : synclinal actif ; 14 : alluvions Quaternaire à Terre ; 15 : bassins sédimentaires en mer ; 16 : terrasses Quaternaire ; 17 : conglomérats Pléistocène (formation de Toukoshan) ; 18 : grès et schistes argileux Pliocène ; 19 : calcaires récifaux Pléistocène ; 20 : flysch Plio-Pléistocène (Formation de Takangkou-Paliwan) ; 21 : mélange de Kenting et de Lichi ; 22 : andésites Mioène (Tuluanshan) et sédiments associés ; 23 : schistes et grès Tertiaire de la Hsuehshan Range ; 24 : schistes pré-Néogène ; 25 : marbre du complexe de Tananao ; 26 : gneiss de Tananao ; 27 : schistes Néogène des Piedmonts Occidentaux ; 28 : Backbone Range, schistes et grès Néogène ; 29 : volcan de Tatun, (andésites Quaternaire) ; 30 : volcanisme en mer. D'après Deffontaines et al., 2001.

à vergence Ouest présentant une légère composante décrochante senestre).

### 3.3 Déformation actuelle à Taiwan

Après avoir présenté le contexte géodynamique et les structures tectoniques majeures de l'île de Taiwan, nous abordons dans ce paragraphe le suivi de la déformation actuelle (à savoir la déformation en cours depuis moins de 40 ans), déformation étroitement liée à la sismicité.

Si la majeure partie des déformations se produit lors de grands séismes, il existe aussi une phase pendant laquelle des déformations plus faibles peuvent avoir lieu. C'est ainsi que W. Thatcher (1995) introduit la notion de cycle sismique et le divise en deux périodes : la phase **co-sismique** qui correspond à l'intervalle de temps que dure la rupture lors d'un séisme et la phase **inter-sismique** qui correspond à la période séparant deux séismes. Cette phase peut durer plusieurs milliers d'années.

La vie d'une faille est donc rythmée par une alternance de phase inter-sismique et de phase co-sismique. Au cours de la phase inter-sismique, les contraintes tectoniques augmentent et s'accumulent de manière élastique avant d'être brusquement relâchées en partie durant un séisme majeur lors de la phase co-sismique. Un autre type de libération des contraintes tectoniques est possible, il s'agit du glissement asismique. Ce phénomène se produit durant la phase inter-sismique où une partie de la contrainte accumulée est relâchée le long de la faille. Cette libération se fait très souvent de manière irrégulière avec des parties actives et inactives le long d'une même faille. Il est donc important de mieux connaître le comportement spatio-temporel des structures tectoniques pour détecter d'éventuelles variations dans l'accumulation ou le relâchement des contraintes, et ceux afin d'en estimer le potentiel sismogénique.

Le suivi de la déformation actuelle se base sur de nombreuses données géodésiques ponctuelles comme les mesures GPS ou les campagnes de nivellement de précision, à partir desquelles il est possible d'identifier les zones de déformations les plus importantes et les structures pouvant accommoder ces déformations. La localisation et la mesure de ces dernières (aussi bien verticales que horizontales) est primordiale pour l'analyse et la compréhension de l'évolution de l'orogène Taiwanais.

### 3.3.1 Déformation associée aux séismes

Taiwan est l'une des zones sismiques les plus actives au monde. Le taux de convergence très élevé entre les plaques engendre un grand nombre de séismes (environ 1/8 de la sismicité annuelle du globe se concentre dans cette région). La Figure 3.9 illustre la localisation des épencentres des séismes enregistrés par le réseau de surveillance sismométrique du Central Weather Bureau (CWB). Il faut savoir que ce réseau, qui est l'un des plus denses au monde (avec plus de 150 stations GPS sur toute l'île), est complété par un très important réseau accélérométrique. Toutes ces données permettent d'estimer une partie des états de contrainte lors de la collision arc-continent, mais aussi de calculer les déplacements du sol engendrés par un séisme majeur.

Taiwan est régulièrement frappée par des séismes de magnitude  $M_w$  supérieure à 5 et de profondeur inférieure à 25 km (environ 50 séismes enregistrés au CWB entre 1900 et 2006, voir Figure 3.10a). Les séismes sont répartis de façon inhomogène (Figure 3.9 et 3.10a) avec une faible concentration au Nord-Ouest et au Sud-Ouest. Au contraire, certains endroits de l'île sont très fortement touchés par les séismes, comme par exemple la zone de Hualien (au Nord-Est de l'île) qui se situe à proximité de la subduction de la plaque Philippines sous la plaque Eurasienne. La plupart des failles reconnues comme potentiellement sismiques se répartissent en deux zones : à l'Ouest au niveau des Piedmonts et à l'Est dans la Vallée Longitudinale (Figure 3.10b).

Le séisme de Chi-Chi du 21 septembre 1999 fait partie des séismes récents les plus importants (Figure 3.10a). D'une magnitude de  $M_w$  7.6, ce séisme a été le plus destructeur à Taiwan au cours du XXème siècle avec plus de 2 400 morts. Ce séisme a créé une impressionnante rupture en surface réactivant par la même occasion la faille chevauchante de Chelungpu (faille orientée Nord-Sud). Il a servi à démontrer la capacité de la zone occidentale de l'île à accommoder une partie du raccourcissement engendré par la collision. Le séisme de Chi-Chi représente le seul évènement sismique de forte magnitude localisé dans les Piémonts Occidentaux, la plupart des séismes ayant lieu dans cette partie de l'île présentent des magnitudes entre 5 et 6.

Le dernier séisme majeur (de magnitude supérieure à 6) s'est produit dans la seconde zone sismique principale de Taiwan. Il s'agit du séisme de Chengkung du 10 décembre



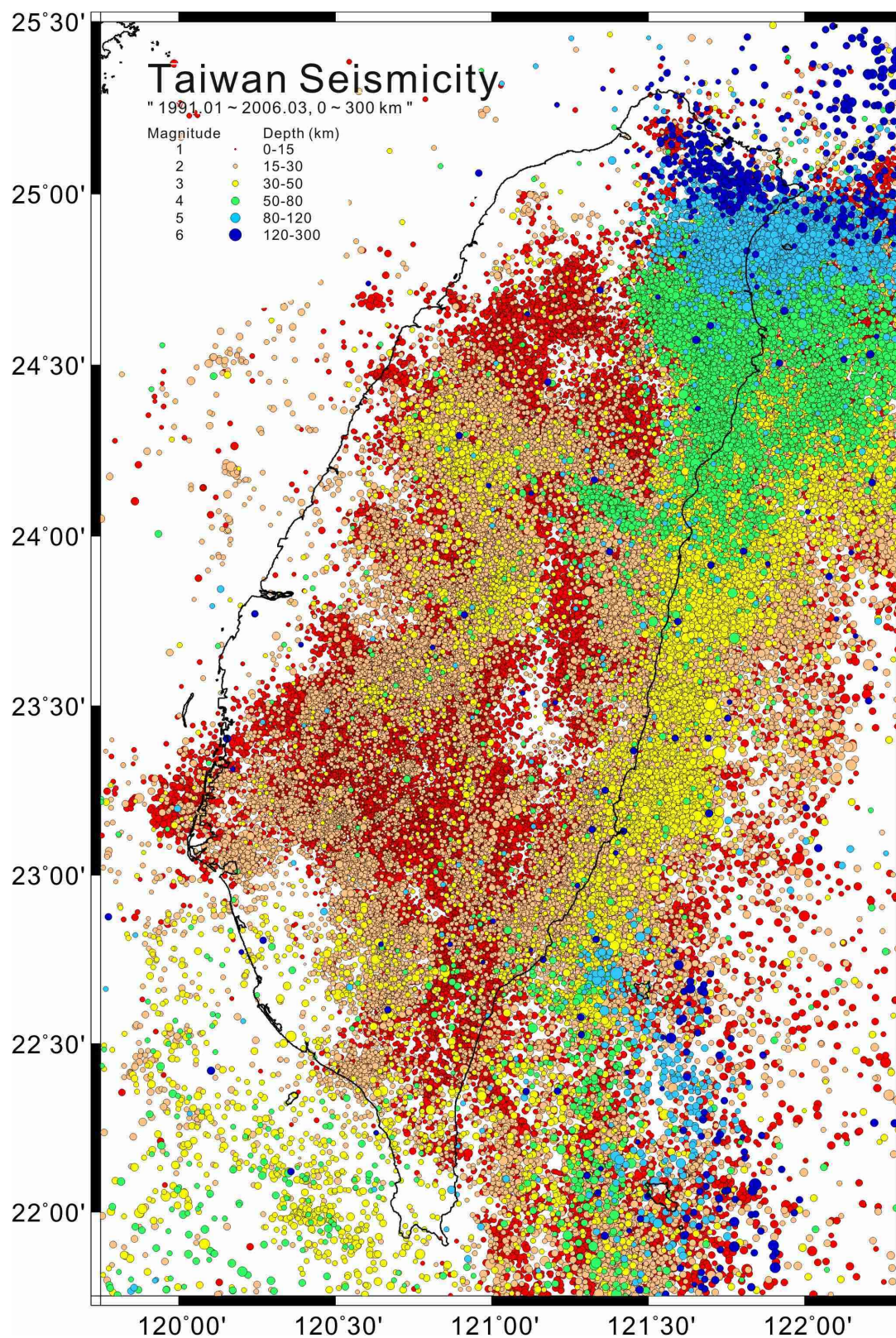


FIGURE 3.9: *Distribution de la sismicité à Taiwan entre 1991 et 2006. Chaque point correspond à la localisation d'un épicentre détecté par le réseau d'enregistrement du Central Weather Bureau (CWB). La couleur d'un point est définie en fonction de la profondeur du foyer, alors que sa taille est définie par sa magnitude locale.*

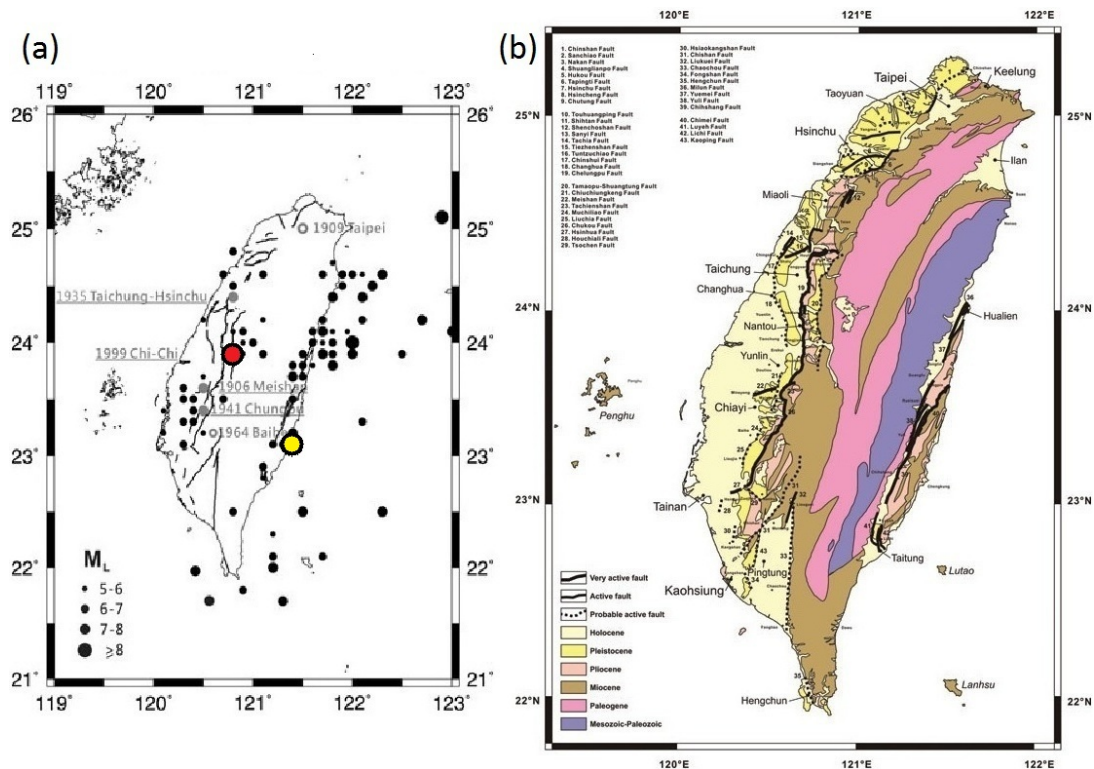


FIGURE 3.10: *Cartes des séismes majeurs et des failles à fort risque sismiques. (a) Carte des principaux séismes de magnitude supérieure à 5 à Taiwan entre 1900 et 2006 (CWB). (b) Carte des failles actives à fort risque sismique (traits noirs). Le point rouge représente l'épicentre du séisme de Chi-chi ( $M_w = 7.6$ ) du 21 septembre 1999. Le point jaune représente l'épicentre du séisme de Chengkung ( $M_w = 6.6$ ) du 10 décembre 2003. Modifiées d'après Ng et al., 2009.*

2003, d'une magnitude  $M_w = 6.8$ . Son épicentre est situé à proximité de la Chaîne Côtière, près de la ville de Chengkung. Il a affecté un des deux segments actifs de la faille de la Vallée Longitudinale (faille de Chihshang). C'est le deuxième séisme de grande importance à avoir pu être enregistré par les réseaux géodésiques à Taiwan après Chi-Chi. Le séisme a engendré un déplacement co-sismique avec 13 cm de déplacement horizontal et 26 cm en vertical [Hu et al., 2007]. L'utilisation des données sismologiques ont permis d'obtenir des informations précieuses sur la géométrie de la faille en profondeur. Cependant, elles n'apportent pas ou très peu d'informations sur la rupture et sur les déformations post-sismiques. L'apport des données géodésiques apparaît alors indéniable pour la mesure des déplacements co-sismiques en surface et sub-surface (partie supérieure de la faille).



### 3.3.2 Déformation inter-sismique verticale et horizontale

Le suivi des déformations inter-sismiques est primordial pour la détermination des contraintes tectoniques. L'accumulation de ces contraintes est un facteur déterminant dans la définition du risque sismique à Taiwan. Le suivi de ces déformations, le plus souvent de faible amplitude (millimétrique à centimétrique), nécessite une densité de mesure très importante si l'on souhaite localiser avec précision ces dernières.

Pour les **déplacements horizontaux**, le nombre de stations GPS sur l'île permet d'obtenir des cartes de déplacements de bonne qualité [Yu et al., 1997, Hsu et al., 2009]. La répartition des stations est relativement homogène, même si la Vallée Longitudinale présente une densité de stations GPS plus importante que le reste de l'île. Notons que l'utilisation du GPS permet d'obtenir les trois composantes du vecteur déplacement (Nord, Est et Vertical). Néanmoins, la plupart des cartes de déplacement mesurées par GPS ne représentent seulement que les déplacements horizontaux car la composante verticale est généralement 2 à 3 fois moins précise que les autres composantes. La Figure 3.11 illustre les déplacements horizontaux sur toute l'île de Taiwan entre 1990 et 1995 (avant le séisme majeur de Chi-Chi du 21 septembre 1999).

Les **déplacements verticaux** peuvent être obtenus grâce aux mesures GPS mais l'incertitude qui y est associée est encore trop élevée, c'est pourquoi il est préférable d'utiliser des mesures de nivellement. Une première carte des déplacements verticaux à Taiwan a été publiée en 1984, elle est basée sur la comparaison entre deux triangulations du réseaux géodésiques (1921 et 1979) [Chen, 1984]. En 2009, une nouvelle carte basée sur le nivellement de précision a été publiée (Figure 3.12). Ces déplacements ont été enregistrés entre 2000 et 2008 (avec une précision sub-millimétrique) grâce à quatre campagnes successives sur plus de 4 000 km de lignes de nivellement [Chen et al., 2009b].

L'ensemble de ces données permet de faire une synthèse des déplacements inter-sismiques verticaux et horizontaux. D'un point de vue général, il existe un gradient des déplacements horizontaux d'Est en Ouest et une forte baisse des vitesses au passage de la Vallée Longitudinale. Un important raccourcissement se produit entre la Chaîne Côtière et la Vallée Longitudinale. La quasi-totalité de ce rapprochement (de l'ordre de 3 cm/an) est absorbée par la faille de la Vallée Longitudinale de manière inter-sismique

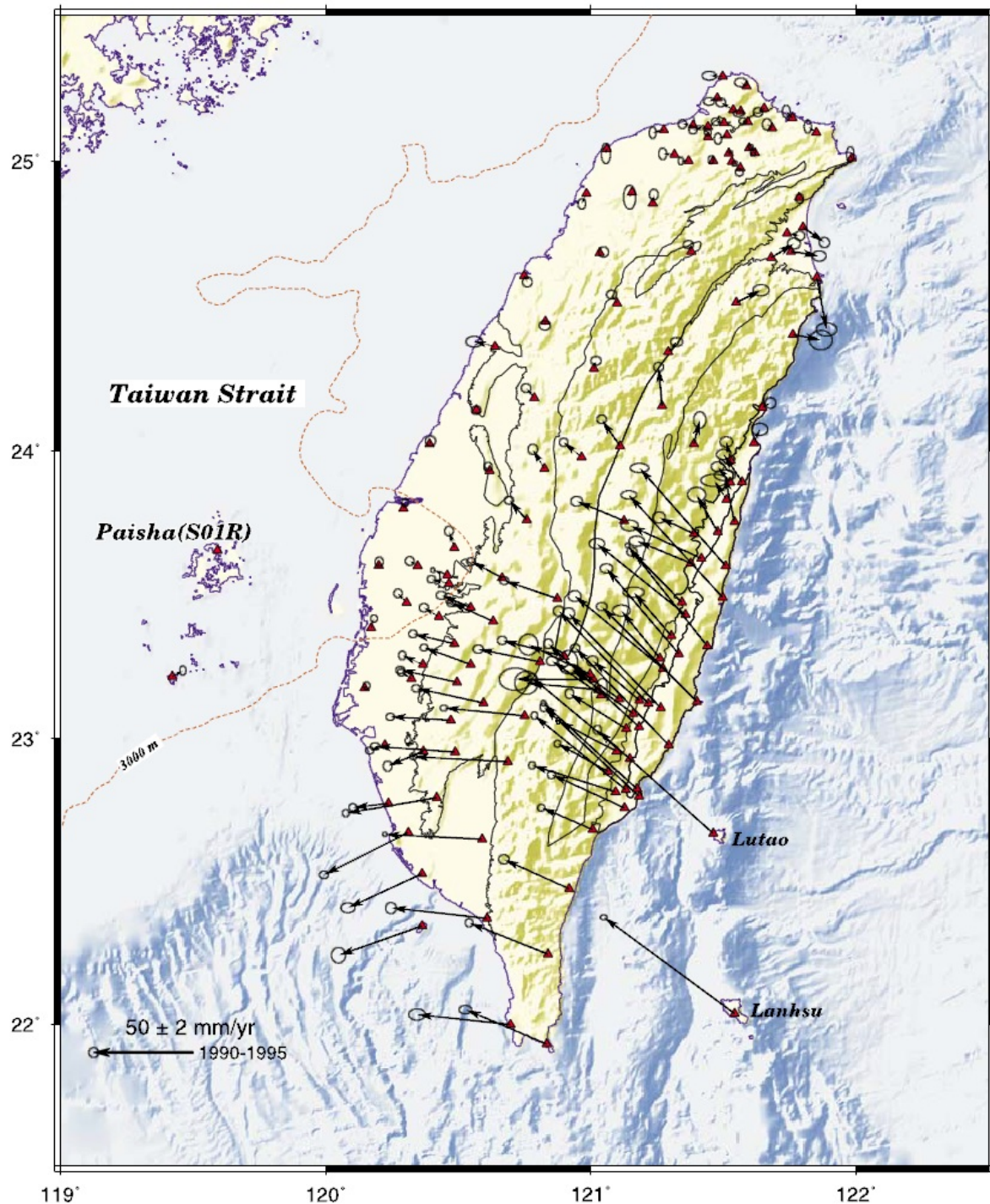


FIGURE 3.11: Vitesse de déplacement des stations GPS entre 1990 et 1995. Ces vitesses ont été calculées avec quatre à six mesures pour chaque station. La référence est la station S01R située sur les îles Penghu et elles mêmes localisées sur la plate-forme continentale eurasiatique. Les vecteurs vitesses des stations des îles Lutao et Lanhsu ainsi que celles de la Chaîne Côtière indiquent une direction  $306^{\circ}$  -  $322^{\circ}$  avec des taux compris entre 56 et 82 mm/yr. D'après Lin et al., 2010 et modifiée d'Yu et al., 1997.



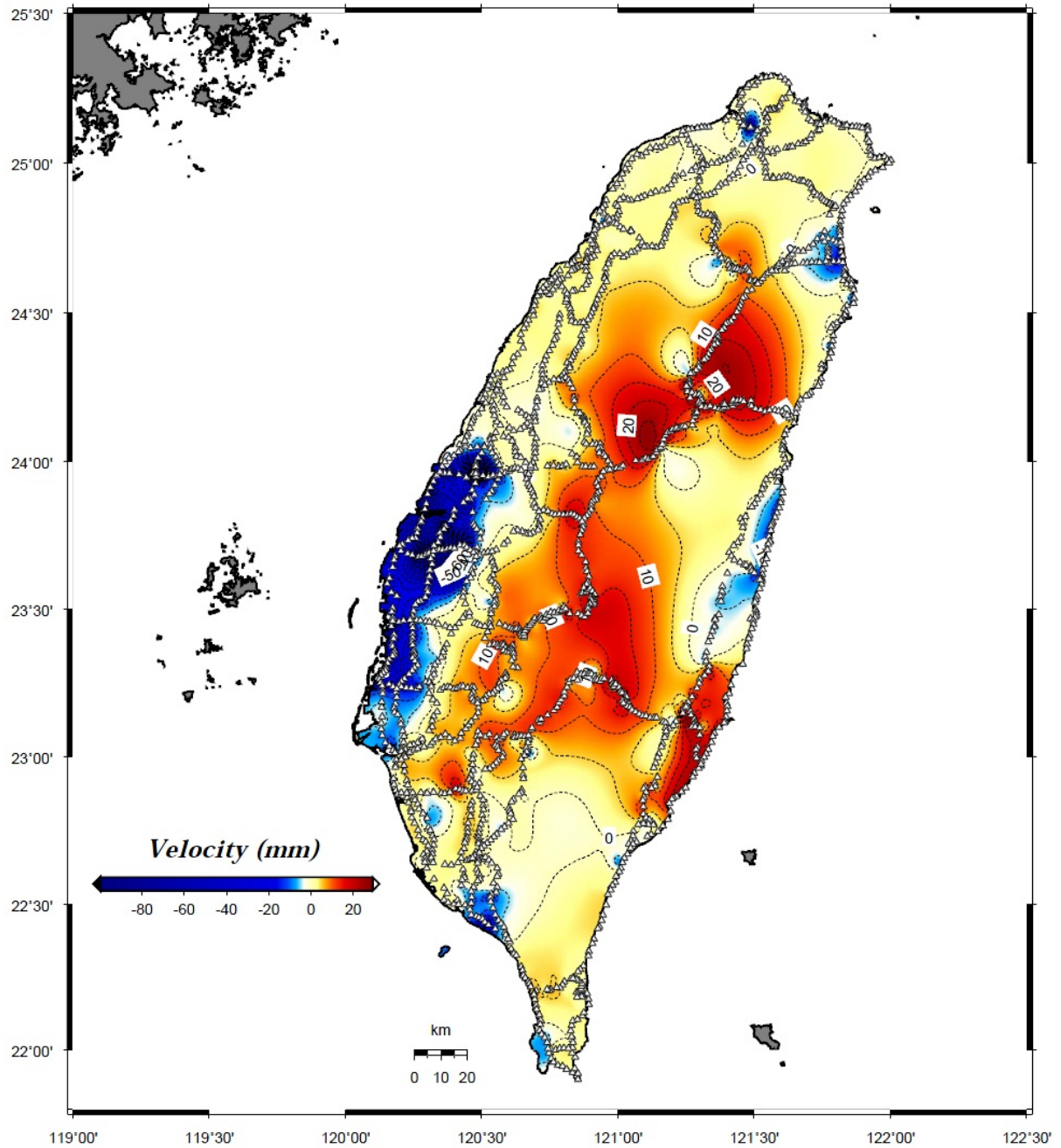


FIGURE 3.12: Carte des déplacements verticaux à Taiwan entre 2000 et 2008. Les triangles représentent les points de mesures sur les lignes de nivellement précis. La référence choisie est la ville de Keelung, située au nord de l'île. D'après Chen et al., 2009.

[Angelier et al., 1997, Yu & Kuo, 2001]. À l'intérieur de la Chaîne Côtière, une diminution des vitesses suivant un gradient Nord-Sud a été constatée. On observe une modification dans l'orientation des vecteurs vitesses lors du passage à travers la Chaîne Centrale. En effet, les vecteurs vitesses à l'intérieur de la Chaîne Côtière présentent une orientation vers le Nord-Ouest (orientation quasi parallèle à la convergence de la plaque Philippines vers la plaque Eurasienne), et s'orientent peu à peu vers l'Est au niveau des Piedmonts et vers le Sud-Est au niveau de la plaine de Pingtung. Cette rotation peut s'expliquer par le phénomène de tectonique d'échappement au Sud-Ouest qui se traduit principalement par des structures décrochantes. Concernant les déplacements verticaux, la Chaîne Côtière présente un comportement vertical double avec une légère subsidence au nord et un fort soulèvement au sud (à des taux supérieurs à 20 mm/an). La Chaîne Centrale se soulève rapidement avec des taux compris entre 1 et 3 cm/an. La plaine de Ilan, située au Nord-Est de l'île, présente une importante subsidence (2-4 cm/an) due à l'extension du bassin d'Okinawa engendrée par la subduction Est. Le bassin de Taipei subsiste lui aussi, tout comme la partie Est de l'île à proximité de la rivière Choshui où les taux de subsidence sont très élevés (jusqu'à 9 cm/an). Au Sud-Ouest, les Piedmonts Occidentaux subissent un raccourcissement (comme en témoigne la présence de la faille de Chukou qui absorbe une partie du raccourcissement horizontal) et un léger soulèvement.

### **3.4 Apports et limites des études par interférométrie radar à Taiwan**

L'interférométrie radar différentielle est très largement utilisée pour l'étude de séismes majeurs depuis presque 20 ans, comme cela a été le cas par exemple pour le séisme de Chi-Chi [Pathier et al., 2003]. Ces analyses interférométriques permettent non seulement de mesurer le champ de déplacement en surface avec une résolution fine excepté en champ proche, et de modéliser ainsi la rupture principale, mais aussi d'identifier la réactivation de structures proches de l'évènement. Dans certains cas il est possible également de détecter les déformations transitoires post-sismiques. Ce genre de mécanisme a déjà été observé à plusieurs reprises par interférométrie radar comme par exemple pour le séisme de Landers

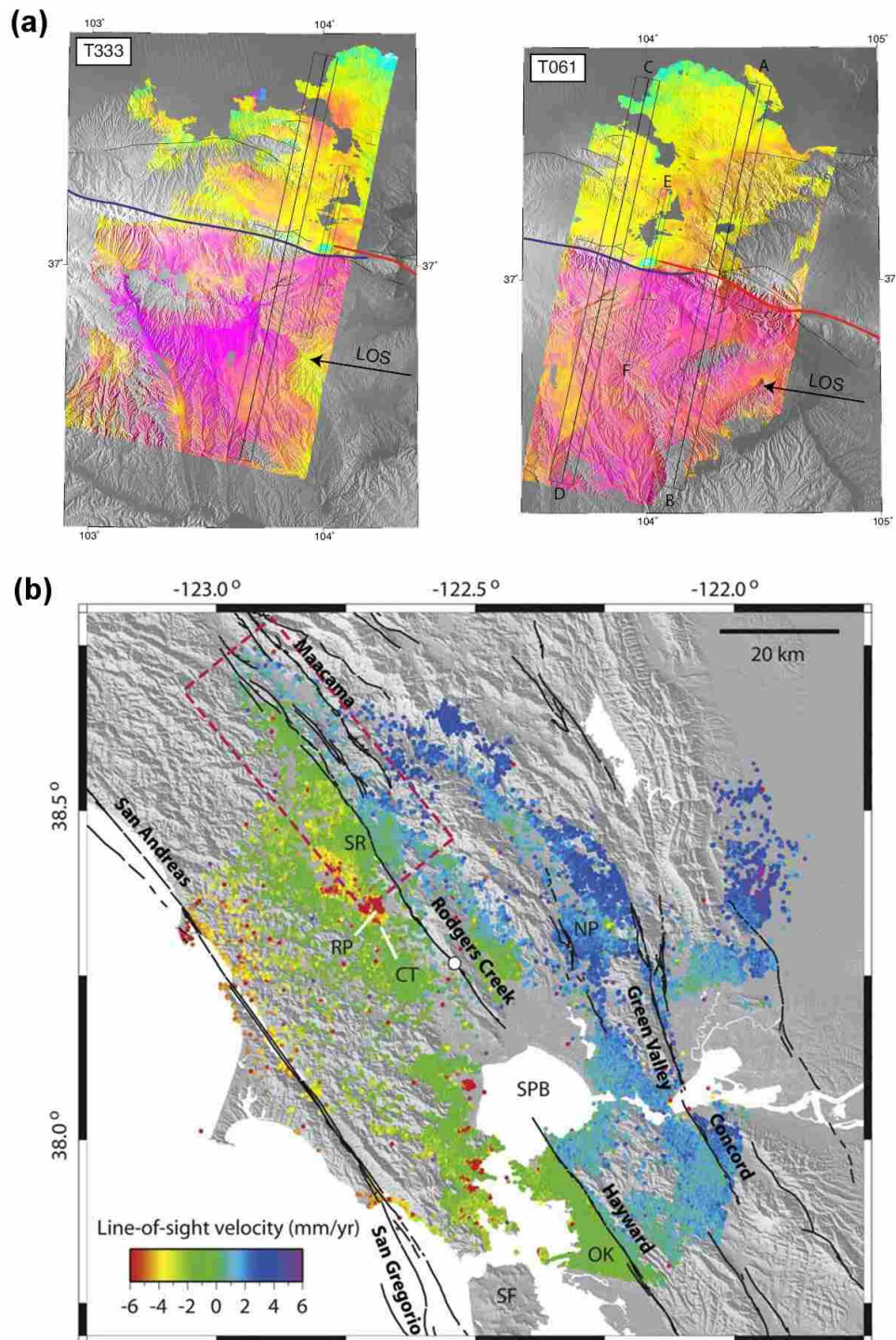


FIGURE 3.13: Exemples d'analyse multi-images de déformations inter-sismiques. (a) Suivi inter-sismique de la faille de Haiyuan (Chine) par la méthode SB. (b) Suivi inter-sismique de la faille de Rodgers Creek (États-Unis) par la méthode PS. Modifiées d'après *Funning et al., 2007* et *Jolivet et al., 2011*.

en 1992 [Massonnet et al., 1994, Peltzer et al., 1996] ou pour le séisme d'Izmit en 1999 [Reilinger et al., 2000, Hearn et al., 2009a]. Ces déformations post-sismiques peuvent être liées soit à du glissement asismique en profondeur, soit à un rebond poro-élastique, ou encore à une relaxation visco-élastique.

En revanche, le suivi des déformations inter-sismiques, beaucoup plus faibles, s'avère difficile par interférométrie radar différentielle même si un tel suivi a pu être effectué avec succès sur diverses zones, en particulier à Taiwan [Fruneau et al., 2001, Pathier, 2003]. Outre les artefacts atmosphériques, la perte de cohérence limite également fortement son utilisation dans ce cas. La détection des déplacements très faibles nécessitent en effet la construction d'interférogrammes à partir d'images séparées par un intervalle de temps important, qui seront sujets à la perte de cohérence.

La solution est de se tourner vers des analyses en séries temporelles. Un certain nombre d'études ont déjà été menées pour le suivi des déformations inter-sismiques et elles se sont avérées très concluantes. La Figure 3.13 illustre deux exemples d'étude de déformations inter-sismiques à partir des méthodes multi-images : la faille de Haiyuan (en Chine), avec la méthode des petites lignes de base [Jolivet et al., 2011b] et la faille de Rodgers Creek (dans le Nord de la baie de San Fransisco aux États-Unis) avec la méthode des "Persistents Scatterers" [Funning et al., 2007].

L'île de Taiwan étant soumise à des contraintes tectoniques importantes, il est évident que les études interférométriques peuvent apporter de précieuses informations sur les déformations tectoniques, qu'elles soient co-sismiques (par interférométrie radar différentielle) ou inter-sismiques (par analyse en séries temporelles). Cependant, certaines limites subsistent et nécessitent d'être détaillées.

### 3.4.1 Intérêts de l'interférométrie radar PS à Taiwan

Dans ce travail de thèse, il ne sera question que de déformations inter-sismiques. Comme nous venons de le voir, Taiwan présente des taux de déplacements pendant la phase inter-sismique verticaux et horizontaux variables, allant de quelques millimètres à plusieurs centimètres. De telles déformations sont en totale adéquation avec les capacités de mesure des déplacements des méthodes interférométriques multi-images, en particulier

PS.

L'apport potentiel de l'interférométrie radar PS à Taiwan est triple : une sensibilité très forte des mesures à la composante verticale des déplacements du sol, une densité de points de mesure a priori élevée et la possibilité de suivre dans le temps les déplacements avec une mesure pour chaque acquisition radar.

Concernant la mesure des déplacements verticaux, nous avons vu que les données GPS ne sont pas d'une très grande précision. Quant aux mesures par nivellement de précision, certes très précises pour les déplacements verticaux, elles sont coûteuses et difficiles à répéter dans le temps (seule une campagne par an au maximum est effectuée). L'interférométrie radar est de manière générale (qu'elle soit différentielle ou multi-mages), très sensible aux déplacements verticaux, ce qui lui confère un premier avantage. L'autre point fort de l'interférométrie radar PS est la densité de points de mesure obtenue, très largement supérieure à celle proposée par les stations GPS (cette densité variant en fonction du type d'occupation du sol). Et enfin, la méthode PS offre la possibilité de suivre l'évolution des déplacements dans le temps avec une mesure pour chaque date d'acquisition d'images, et donc avec une répétitivité en général plus élevée que celle des mesures de nivellement. Cela doit permettre d'obtenir des informations sur le comportement des déformations inter-sismiques, à savoir s'il est linéaire ou non-linéaire. Ces deux derniers critères sont essentiels dans l'optique de caractériser avec précision les déformations, qui peuvent être de deux types :

- Les **déformations diffuses** ou distribuées. Elles proviennent de la déformation élastique de la croûte terrestre dans le cadre de l'accumulation des contraintes déjà évoquée précédemment. De telles déformations ont déjà été mesurées par interférométrie radar [Wright et al., 2001, Vilaro et al., 2009, Walters et al., 2011]. Ce sont des déformations le plus souvent de faible amplitude, et se produisant sur de grandes étendues spatiales.
- Les **déformations localisées** qui sont situées en champ proche des failles actives. Il s'agit pour l'essentiel de glissement le long d'un plan de faille. La détection de telles déformations localisées dépend de la profondeur de glissement. En effet, plus le glissement s'effectue en profondeur et moins la surface terrestre est affectée, rendant très difficile la détection du signal de déformation. Pour suivre l'activité

inter-sismique d'une faille, il est nécessaire d'avoir une forte densité de points de mesure en champ proche de la faille. Cela est rendu possible avec l'interférométrie radar PS, qui contrairement aux données GPS (dont la densité spatiale est nettement moins importante) fournit une très grande quantité d'informations sur la cinématique du glissement.

### 3.4.2 Limitations de l'interférométrie sur l'île de Taiwan

Au vu des capacités de l'interférométrie radar PS à détecter et mesurer les déformations de la surface terrestre, elle apparaît très clairement comme un outil puissant et complémentaire des données GPS pour le suivi et l'analyse du champ de déformation sur l'île de Taiwan. Toutefois, certains facteurs intrinsèques à la région d'étude peuvent limiter cette capacité. Après avoir abordé les limites méthodologiques lors du Chapitre 2, il nous faut faire un état des lieux des limites imposées par la zone d'étude. Ainsi l'île de Taiwan présente trois contraintes majeures pouvant affecter, voire empêcher la réalisation d'études interférométriques sur certaines zones de l'île.

#### 3.4.2.1 Entre urbanisation et végétation

Il y a tout d'abord l'occupation du sol qui est très inégale à Taiwan (Figure 3.14). Avec une superficie de 36 008 km<sup>2</sup> et plus de 23 millions d'habitants (recensement de 2010), Taiwan occupe la neuvième place mondiale en terme de densité de population avec 636 hab/km<sup>2</sup>. La grande majorité de la population se trouve au niveau de la partie occidentale de l'île (Plaine Côtière et bassin de Taipei). La Figure 3.14 illustre très bien cette répartition très hétérogène de la population avec une forte concentration au nord autour de la capitale (Taipei), et une population répartie autour des grandes villes de la côte Ouest avec deux grosses agglomérations que sont Tainan et Kaohsiung (Sud-Ouest). L'urbanisation y est très importante, entre-coupée par des zones d'aquaculture et d'agriculture (riz, thé, etc.).

Le paysage Taiwanais est aussi marqué par le nombre important de rivières que ce soit à l'Ouest ou à l'Est. Elles peuvent atteindre une largeur supérieure à 1 kilomètre et transportent une grosse quantité de sédiments voire des gros blocs rocheux. Le reste de

l'île est recouvert par une végétation luxuriante et des terres agricoles (principalement des rizières). La figure 3.15 fait état de la grande disparité entre la forte urbanisation (en violet) et le couvert végétal (en vert). La végétation à Taiwan est de type tropicale comme dans la Vallée Longitudinale ou les Piedmonts Occidentaux par exemple (voir Figure 3.15 photographies).

Cette variété dans le mode d'occupation du sol joue un rôle capital dans la cohérence interférométrique. Effectivement, les zones urbaines composées de structures anthropiques, constituant des coins réflecteurs, vont montrer une bonne cohérence interférométrique. À l'inverse, les zones végétalisées, les rivières et le couvert agricole vont être source de décorrélation importante, conduisant à une absence d'information dans les résultats interférométriques.

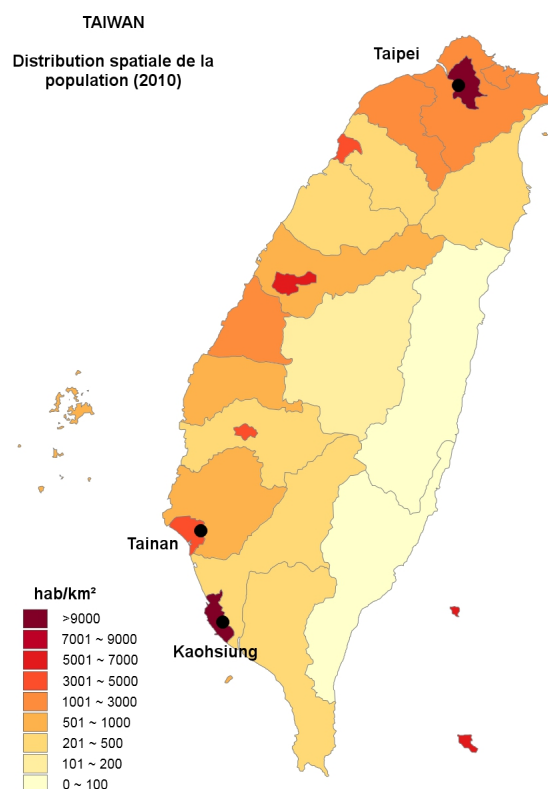


FIGURE 3.14: *Distribution spatiale de la population à Taiwan.* Cette carte a été réalisée suivant le recensement de 2010.



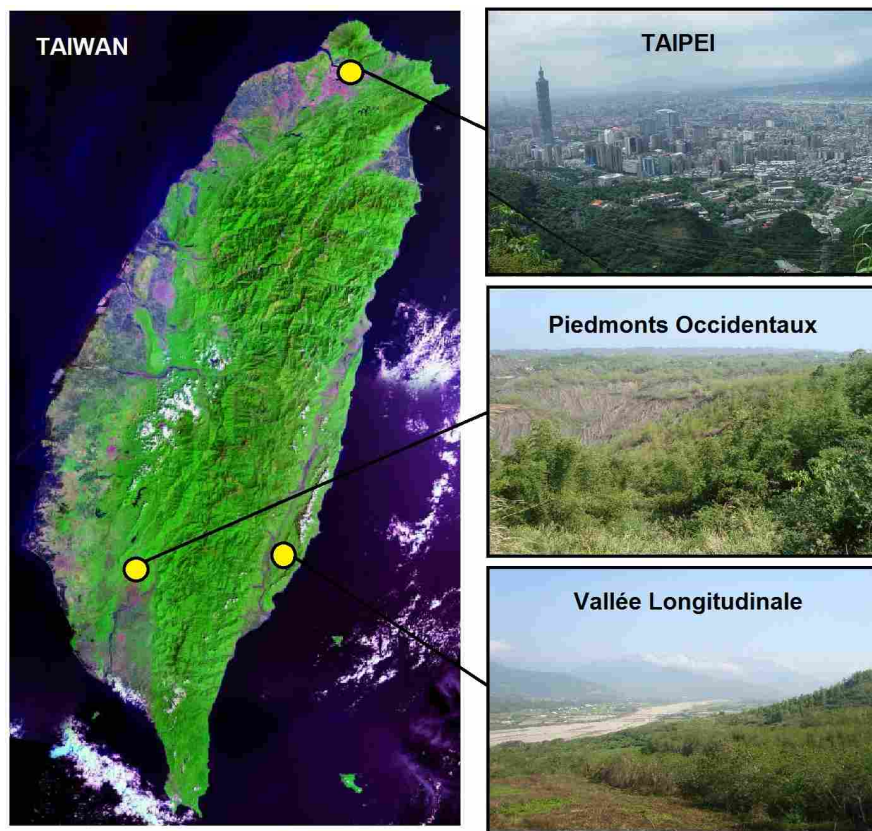


FIGURE 3.15: Image SPOT montrant l'occupation du sol à Taiwan et photos de terrain. L'image de gauche présente une mosaïque d'images SPOT avec en vert la végétation. Les trois photos de droite montrent le type d'occupation du sol avec la forte urbanisation de Taipei (il en est de même pour Taichung, Tainan, et Kaohsiung), les Piedmonts Occidentaux au milieu et enfin la Vallée Longitudinale. Sur cette dernière photo, on y retrouve la vallée séparant la Chaîne Côtière (au premier plan) et la Chaîne Centrale (en arrière plan).

### 3.4.2.2 Le climat tropical humide

Taiwan est soumis à un climat tropical au sud et subtropical humide au nord (l'île est coupée en deux par le Tropique du Cancer). Entre Avril et Septembre, c'est la période de la mousson d'été avec des typhons et de fortes pluies qui provoquent de nombreuses inondations. Les températures varient entre  $14^{\circ}\text{C}$  et  $30\text{-}35^{\circ}\text{C}$ . Tout cela engendre une très forte humidité qui entraîne des artefacts atmosphériques dans les interférogrammes masquant ainsi les signaux de déformations. La mousson d'hiver commence en Octobre et se finit en Mars. Le nord de l'île et les régions de haute montagne sont soumises



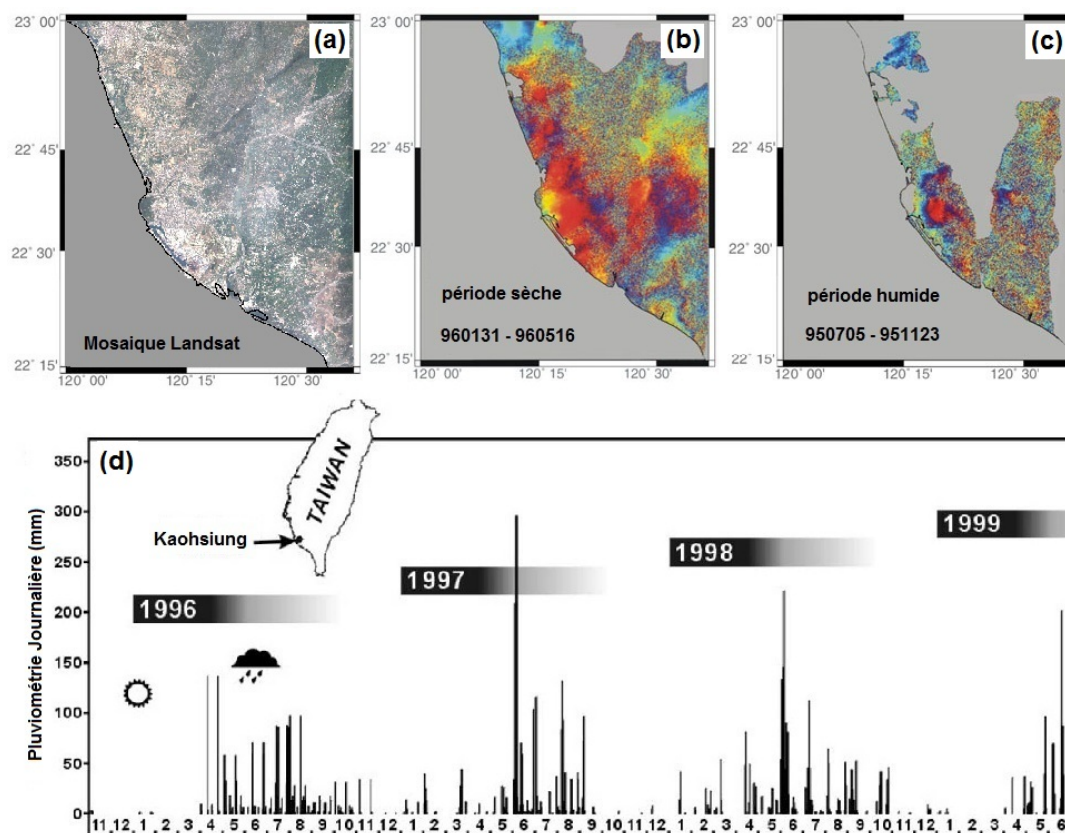


FIGURE 3.16: *Impact de la pluviométrie sur la qualité des interférogrammes.* (a) Image optique Landsat de la plaine de Pingtung. (b) Interférogramme en saison sèche (106 jours). (c) Interférogramme en saison humide (141 jours). (d) Diagramme de la pluviométrie journalière (en mm) entre 1996 et 1999 pour la ville de Kaohsiung (côte Ouest). *Modifiée d'après Hsieh et al., 2011 et Chang et al., 2004.*

à de fortes pluies alors que le sud de l'île reste sec. Par conséquent, les températures restent moindres au Nord avec une moyenne d'environ  $15^{\circ}\text{C}$  alors qu'elles affichent une moyenne de  $19^{\circ}\text{C}$  au Sud. Il n'est également pas rare que la neige tombe sur les plus hauts sommets de l'île en cette période. Les deux saisons sont donc facilement identifiables en analysant la pluviométrie journalière sur plusieurs années (Figure 3.16d). Taiwan est aussi régulièrement traversé par des typhons pendant la mousson d'été (environ quatre par an). Ceux-ci peuvent engendrer de gros dégâts en ce qui concerne les infrastructures anthropiques, apporter de grosses quantités d'eau provoquant des inondations et des glissements de terrain.

Tous ces phénomènes météorologiques ont une influence certaine sur la qualité des interférogrammes du fait des changements d'état de surface majeurs occasionnés principalement par des fortes variations d'humidité. Ainsi Chang et al. (2004), puis plus récemment Hsieh et al. (2011) ont mis en évidence ce phénomène d'altération des interférogrammes lors de la saison humide au niveau de la plaine de Pingtung (Figure 3.16). Il y a une nette perte de cohérence lors de la saison humide perturbant ainsi la mesure et l'interprétation des déplacements de faible amplitude.

### 3.4.2.3 Le relief très escarpé

L'île de Taiwan présente un relief très escarpé avec la présence de la Chaîne Centrale et de la Chaîne Côtière qui occupent environ 60% de l'île. On dénombre 62 sommets de plus de 3 000 m avec comme point culminant le Mont Yu Shan à 3 997 m (Figure 3.17a). Sur moins de 140 km (largeur maximale de l'île), la topographie varie rapidement d'Ouest en Est avec les plaines de l'Ouest (au relief quasiment plat) pouvant atteindre jusqu'à 50 km de largeur, les Piedmonts Occidentaux (compris entre 500 et 700 m), puis la Chaîne Centrale et enfin la Chaîne Côtière pouvant culminer à plus de 1 500 m. L'érosion considérable sur l'île de Taiwan crée de profondes vallées avec de très fortes pentes (Figure 3.17b). La carte des pentes met bien en évidence le fort relief de la Chaîne Centrale (avec ses sommets et ses gorges) contrastant avec la partie très plate située à l'Ouest.

Le relief de la zone d'étude a une influence non négligeable sur les interférogrammes étant donné les distorsions géométriques des images RSO acquises en visée latérale. La pente locale du terrain couplée à l'angle d'incidence de visée du radar sont des facteurs déterminants pour les phénomènes de raccourcissement, de recouvrement et d'ombre (l'angle d'incidence de visée variant selon les systèmes d'acquisition SAR entre  $15^\circ$  et  $60^\circ$ ). L'autre facteur influant sur les résultats interférométriques est la direction de l'orbite du radar (ascendante ou descendante). En effet, certaines zones ne seront imagées que dans une des deux configurations orbitales. Le choix des données apparaît donc comme primordial selon les zones que l'on souhaite étudier.

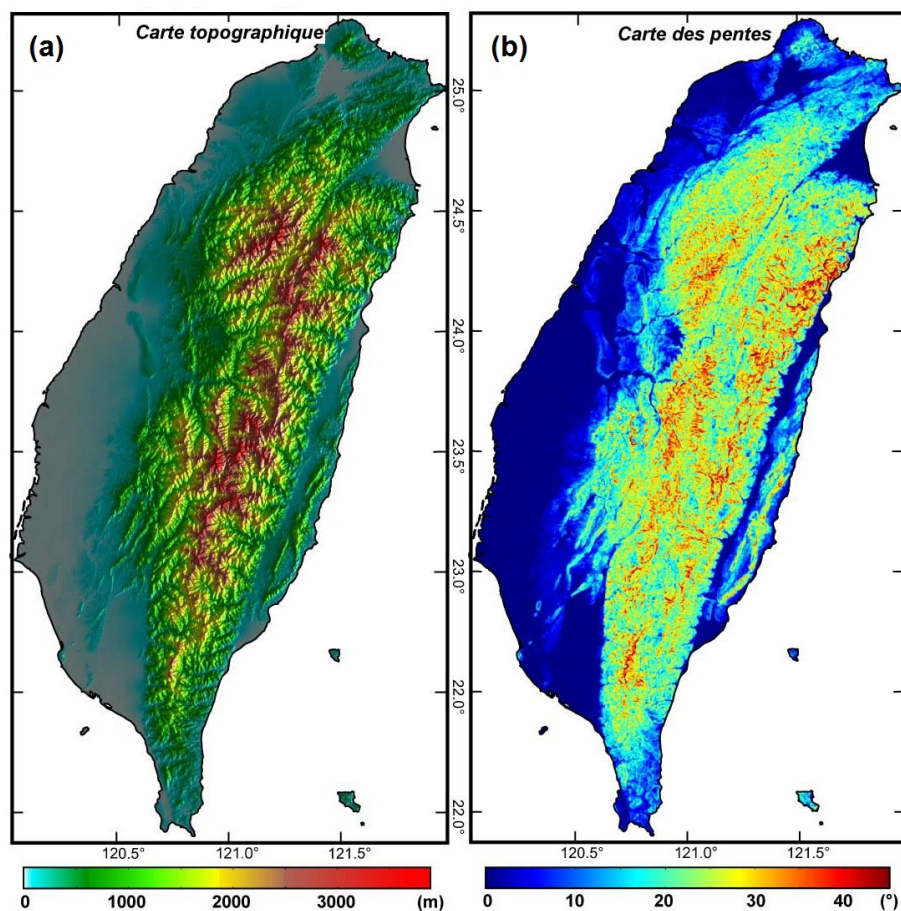


FIGURE 3.17: *Topographie et carte des pentes de Taiwan.* (a) Carte de la topographie de Taiwan avec un estompage du MNT. (b) Carte des pentes calculée à partir du MNT à 40 m de résolution. Modifiée d'après Pathier et al., 2003.

## 3.5 Choix des zones d'études et données radar disponibles

### 3.5.1 La sélection des régions d'études

Comme il a été expliqué précédemment, l'île de Taiwan est un terrain d'étude très intéressant pour la détection et la mesure des déformations d'origine tectonique. Pour ce travail de thèse, trois zones importantes d'un point de vue tectonique ont été choisies : la Vallée Longitudinale, la terminaison Sud de l'île avec la péninsule de Hengchun et le Sud-Ouest de l'île (Figure 3.18).

La première zone d'étude qui est apparue comme incontournable est la Vallée Longitudinale (Zone 1 Figure 3.18). Cette vallée très étroite est bordée par deux failles : la faille de la Chaîne Centrale à l'Ouest (dont l'activité est faible, voire nulle) et la faille de la Vallée Longitudinale séparant la vallée de la Chaîne Côtière à l'Est. L'étude de la faille de la Vallée Longitudinale est essentielle pour la compréhension du cycle sismique, cette faille étant très active (jusqu'à 3 cm/an) de manière asismique mais elle se trouve aussi à l'origine de séismes de fortes magnitudes [Lee et al., 2006, Ching et al., 2007, Huang et al., 2009a].

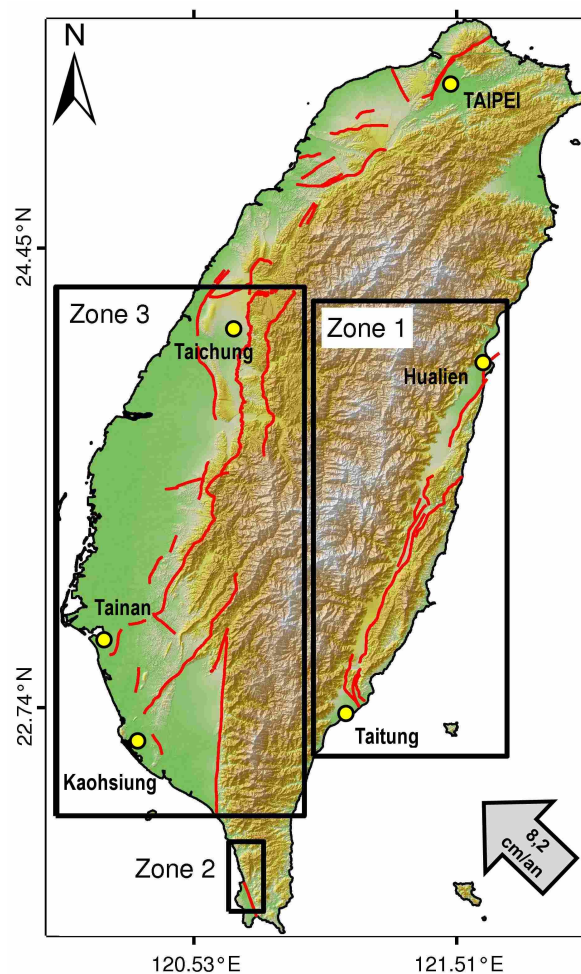


FIGURE 3.18: Carte des failles actives et localisation des zones d'études. Les traits rouges représentent les failles actives d'après les données fournies par le Central Geological Survey de Taïwan en 2006. Les cadres noirs montrent les trois zones d'étude développées dans ce manuscrit. Les points jaunes servent à localiser les grandes villes de l'île.

La localisation précise des structures actives et la quantification des déformations accommodées par ces structures est nécessaire pour l'analyse et l'évaluation du risque sismique dans cette partie de l'île.

La seconde zone d'étude est située à la pointe sud de l'île, il s'agit de la péninsule de Hengchun (Zone 2 Figure 3.18). Cette zone se trouve dans la zone de collision la plus récente au sommet émergé du prisme d'accrétion actuelle. La péninsule se soulève avec une vitesse d'environ 3,8 mm/an [Vita-Finzi & Lin, 2005]. La majeure partie de la déformation compressive est absorbée par la faille inverse de Hengchun de façon inter-sismique. L'intérêt d'une étude interférométrique sur la zone est de localiser avec précision la faille de Hengchun mais surtout d'analyser la distribution spatiale du glissement inter-sismique. Notons que le risque sismique s'accompagne ici du risque nucléaire. En effet, la centrale nucléaire de Maanshan (l'une des trois centrales de l'île) est située à proximité de la faille de Hengchun (Figure 3.19).

La troisième zone d'étude est beaucoup plus vaste que les deux précédentes, elle correspond à la partie Ouest et Sud-Ouest de l'île (Zone 3 Figure 3.18). Elle s'étend de la ville de Taichung jusqu'à la plaine de Pingtung. Le front de déformation étant situé dans cette partie de l'île, de très nombreuses déformations peuvent y être observées. Des études interférométriques ont déjà été réalisées sur le soulèvement de l'anticlinal de

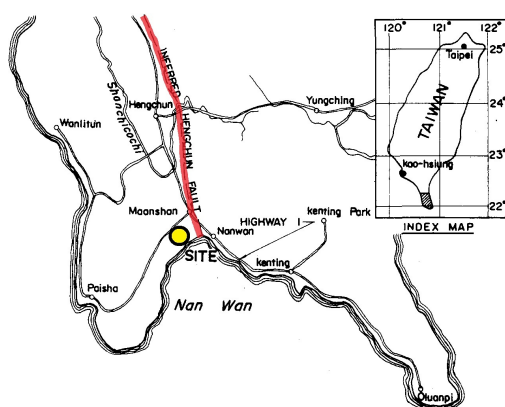


FIGURE 3.19: *Localisation de la centrale nucléaire de Maanshan.* Le trait rouge représente la faille de Hengchun et le point jaune permet de localiser la centrale nucléaire. *Modifiée d'après Fu et al., 1980.*

Tainan [Fruneau et al., 2001, Huang et al., 2009a] ou sur la subsidence de la plaine de Pingtung [Chang et al., 2004, Hsieh et al., 2011]. Il s'agit ici de continuer la surveillance des structures actives avec la méthode des réflecteurs persistants, afin de densifier le champ de déformation, et avec des données radar nouvelles.

Nous présenterons plus en détails chaque zone d'étude ainsi que les précédents travaux interférométriques en première partie des deux prochains chapitres.

### 3.5.2 Les données ERS, ENVISAT et ALOS

Avec le développement des méthodes interférométriques et la forte croissance des applications qui découlent de l'utilisation des données SAR, il existe à présent un nombre considérable de systèmes radar. Toutes les données acquises ne présentent pas les mêmes caractéristiques en termes de longueur d'onde (bande C, L, ou X), d'angle d'incidence, de cycle de répétitivité, etc... Un récapitulatif des systèmes SAR utilisés dans cette étude et leurs caractéristiques respectives est proposé dans le tableau 3.1.

Pour la Vallée Longitudinale, qui est la première zone d'étude, nous bénéficions de données PALSAR du satellite japonais ALOS en bande L sur la période 2007-2011. La particularité et le grand avantage de ces données est leur longueur d'onde élevée qui est de 23,6 cm. Cette caractéristique doit permettre de mieux préserver la cohérence sur les zones de forte végétation par rapport aux données radar en bande C utilisées jusqu'à présent à Taiwan (avec une longueur d'onde de 5,6 cm). En effet, les ondes radar pénètrent plus profondément à travers la végétation et sont par conséquent moins sensibles aux

TABLE 3.1: Tableau descriptif des systèmes radar utilisés pour les études interférométriques menées sur l'île de Taiwan.

Satellite	Capteur	Bande	$\lambda$	$\theta$	Cycle	Résolution	Acquisition
<b>ERS 1&amp;2</b>	SAR	C	5,6 cm	23 °	35 j	30 m	1991 - 2011
<b>ENVISAT</b>	ASAR	C	5,6 cm	23 °	35 j	30 m	2002 - 2010
<b>ALOS</b>	PALSAR	L	23,6 cm	34,3 °	46 j	10 m	2006 - 2011

changements d'état de surface [Sandwell et al., 2008]. Les données disponibles sont en orbite ascendante et réparties sur deux traces (une pour le nord et une pour le sud). Il était possible au départ de choisir l'angle d'incidence pour les données PALSAR mais celui-ci a très rapidement été fixé à  $34,3^\circ$ . Les données ALOS utilisées pour ce travail de thèse ont été fournies gratuitement par l'agence spatiale japonaise (JAXA) dans le cadre du projet PI 1120001. La seconde zone (péninsule de Hengchun) est elle aussi couverte par les données ALOS PALSAR sur une période similaire.

Pour le Sud-Ouest, nous disposons d'images des satellites européens ERS-1 et ERS-2, lancés respectivement en 1991 et 1995. Le satellite ERS-1 a été arrêté en 1996 mais ERS-2 a continué d'acquérir des données RSO jusqu'en Juillet 2011 malgré une panne de ses gyroscopes survenue en Février 2001. Cet incident a eu pour effet une dégradation de la qualité des images et a rendu la réalisation d'interférogrammes très difficile. Des données ERS ont déjà été traitées par Erwan Pathier et Bénédicte Fruneau par interférométrie radar différentielle dans le cas du soulèvement de l'anticlinal de Tainan (Figure 3.20). Nous proposons ici de reprendre ces données et de les traiter avec la méthode des réflecteurs permanents. Ces données couvrent la période comprise entre 1995 et 2000 et par conséquent englobent le séisme de Chi-Chi de Septembre 1999. Pour compléter cette étude, nous avons aussi à notre disposition des données ENVISAT entre 2005 et 2008. Les deux jeux de données (ERS et ENVISAT) sont en bande C (longueur d'onde de 5,6 cm) et en orbite descendante. Les interférogrammes calculés à partir de ces données présentent une bonne cohérence essentiellement sur les zones urbaines (pour la majeure partie de l'Ouest à l'île). L'un des avantages de notre étude est l'apport de nouvelles données PALSAR sur la période 2007 à 2011. Toutes ces données permettent un suivi des déformations du Sud-Ouest de l'île sur plus de 15 ans.



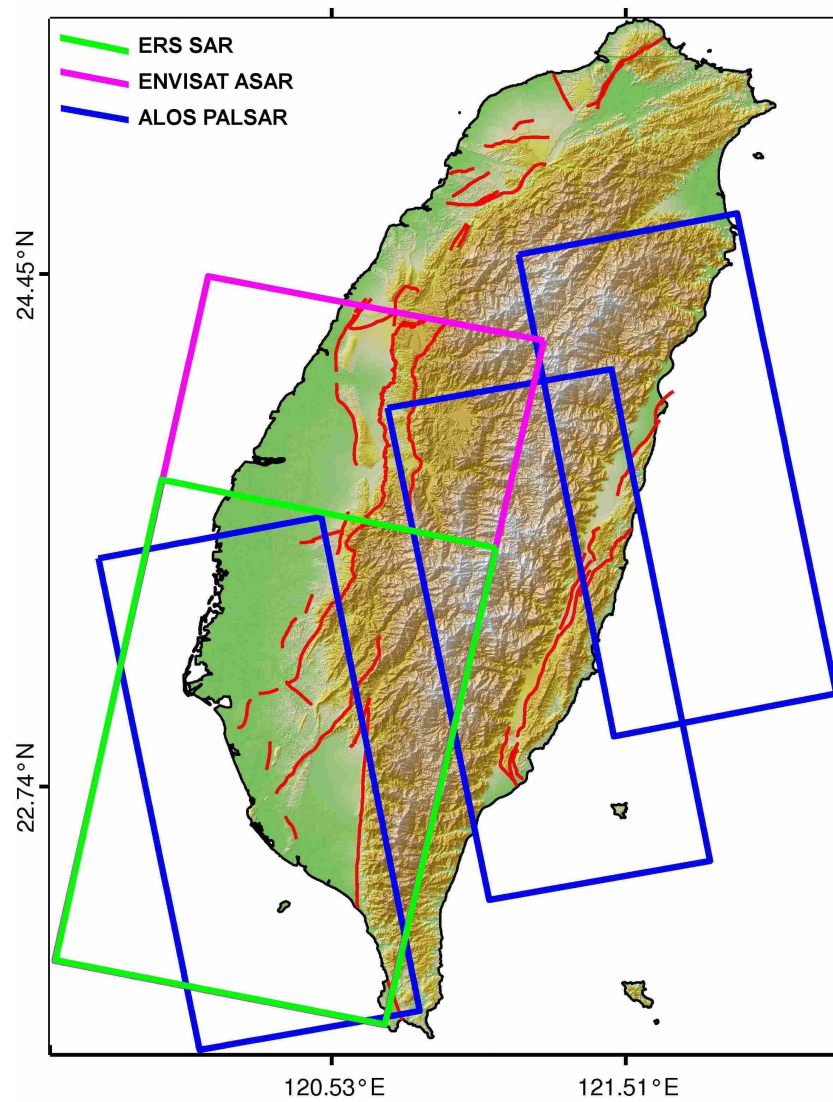


FIGURE 3.20: Zones couvertes sur Taiwan par les données SAR disponibles. Les cadres bleus, violets et verts représentent respectivement la trace au sol des données ALOS, ENVISAT et ERS. Les traits rouges représentent les failles actives d'après les données fournies par le Central Geological Survey Taiwan en 2006.





# Étude de l'activité inter-sismique de la Vallée Longitudinale

---

## Sommaire

---

<b>4.1</b>	<b>Présentation de la Vallée Longitudinale . . . . .</b>	<b>88</b>
4.1.1	Contexte tectonique et géologique . . . . .	90
4.1.2	Historique sismique de la Vallée Longitudinale . . . . .	92
4.1.3	30 ans de mesures géodésiques . . . . .	95
<b>4.2</b>	<b>Partie Sud de la Vallée : de Rueisuei à Taitung . . . . .</b>	<b>96</b>
4.2.1	Étude des déformations inter-sismiques de la LVF à l'aide de la méthode des réflecteurs persistants et des données PALSAR . . . . .	97
4.2.1.1	Introduction . . . . .	98
4.2.1.2	ALOS data and SAR Interferometry . . . . .	103
4.2.1.3	Intersismic surface deformation analysis . . . . .	106
4.2.1.4	Surface creep rates estimation . . . . .	117
4.2.1.5	Discussion and conclusions . . . . .	120
4.2.2	Analyse temporelle de la déformation inter-sismique . . . . .	123
4.2.3	Campagnes de validation terrain et comparaison des tracés de faille	127
4.2.4	Comparaison avec les précédentes études interférométriques . . . . .	132
4.2.5	Analyse des terrasses de Pingting . . . . .	140
<b>4.3</b>	<b>Partie Nord de la Vallée : de Hualien à Rueisuei . . . . .</b>	<b>149</b>
4.3.1	Données RSO et traitements interférométriques . . . . .	149
4.3.2	Déplacements entre 2007 et 2010 . . . . .	151
4.3.3	La déformation à Guangfu . . . . .	154

---

#### 4.4 Synthèse des déformations tectoniques de la Vallée Longitudinale entre 2007 et 2010 . . . . . 157

---

Comme il a été vu lors du chapitre précédent, l'île de Taiwan est soumise à des contraintes tectoniques très importantes (combinaison de la double subduction et de la vitesse de convergence élevée), engendrant de nombreuses structures tectoniques (plus ou moins actives) afin d'accommoder une grande partie des forces mises en jeu. Ainsi, près de 30% de la déformation totale, engendrée par la collision arc-continent, est accommodée à travers la Vallée Longitudinale, à l'Est de Taiwan. L'identification et la localisation précise des structures accommodant cette déformation (soit près de 3 cm/an) sont essentielles pour la spatialisation du risque sismique et la compréhension de la collision autour de cette vallée. Les études réalisées à partir des données GPS permettent de mesurer le taux de raccourcissement affectant la vallée, mais la densité de points de mesure qu'elles proposent reste trop faible pour pouvoir identifier et localiser précisément toutes les structures tectoniques actives. L'utilisation de la méthode des réflecteurs persistants sur cette zone majeure dans la collision apparaît alors tout-à-fait appropriée. Ce chapitre débutera par une présentation tectonique de la Vallée Longitudinale, puis il sera divisé en deux grandes sections : une première consacrée à l'étude de la partie Sud de la vallée (zone la plus active) et une seconde dédiée à la partie Nord.

## 4.1 Présentation de la Vallée Longitudinale

La Vallée Longitudinale est située à l'Est de l'île de Taiwan, entre la Chaîne Centrale et la Chaîne Côtière (Figure 4.1). D'une longueur de 150 kilomètres, elle présente une largeur variant entre 10 km (au Nord de Kuangfu) et moins de 1 km (à proximité de Fuli). Les deux plus grandes villes sont localisées à ses extrémités avec Hualien au Nord (110 000 hab.) et Taitung au Sud (100 000 hab.). La vallée est considérée comme la zone principale de suture entre les deux plaques tectoniques [Angelier et al., 1997, Lallemand et al., 2001], et sa particularité majeure est d'être bordée par deux failles. Elle présente une géométrie très linéaire avec une orientation générale proche des N020 ° E.

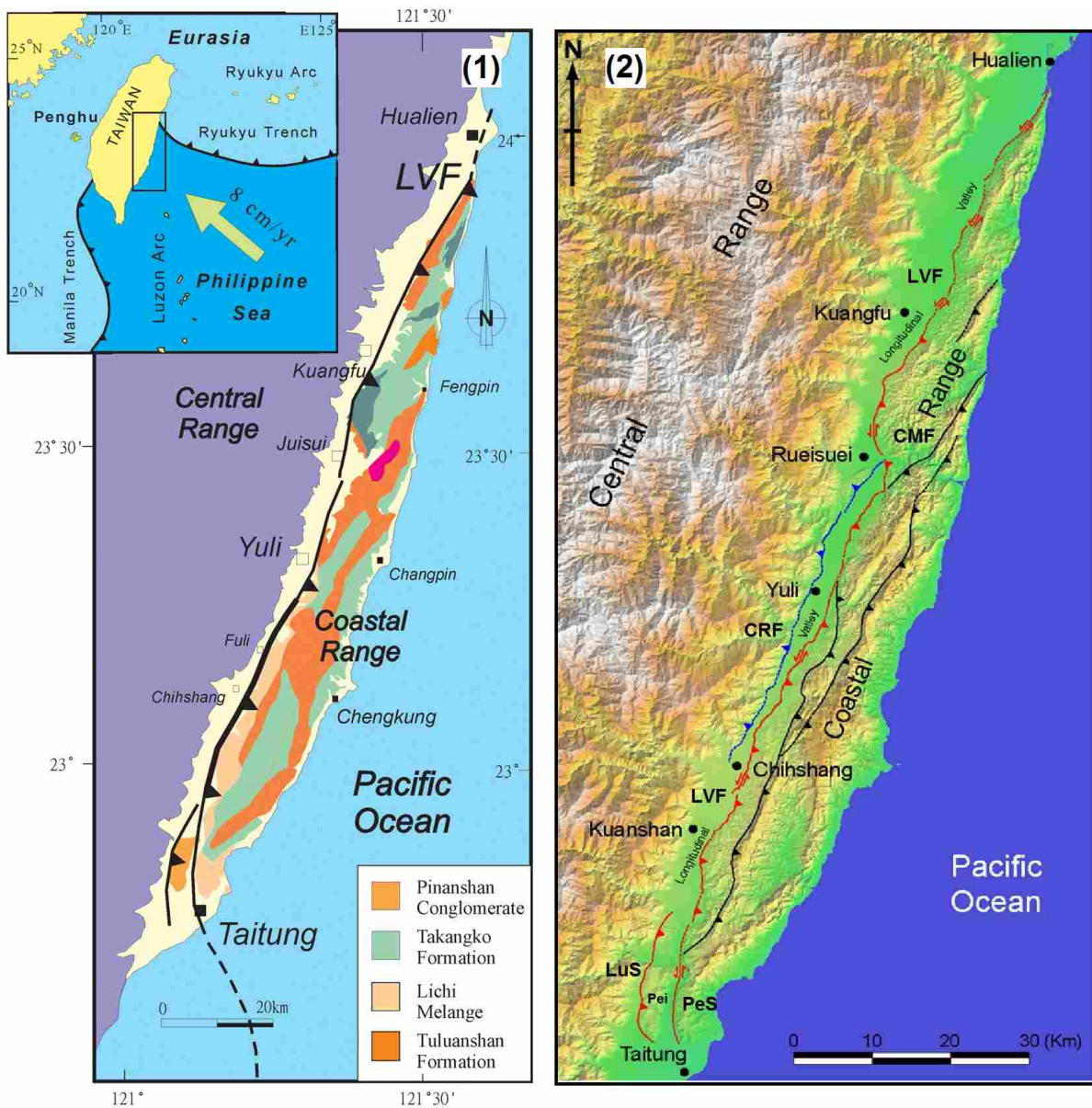


FIGURE 4.1: *Cartes géologique et tectonique de la Vallée Longitudinale. (1) Carte géologique simplifiée de la Chaîne Côtière. Modifiée d'après Lee et al., 2006. (2) Carte des structures majeures de la Vallée Longitudinale, entre la Chaîne Côtière et la Chaîne Centrale. La faille de la Vallée Longitudinale et de la Chaîne Centrale sont représentées respectivement en rouge et en bleu. LVF : faille de la Vallée Longitudinale ; CRF : faille de la Chaîne Centrale ; CMF : faille de Chimei ; LuS : faille de Luyeh ; PeS ; faille de Peinan. Le sud de la vallée est marqué par la présence des montagnes de Peinanshan (Pei) séparant la vallée en deux sur plus de 10 km. D'après Shyu et al., 2007.*

### 4.1.1 Contexte tectonique et géologique

La Vallée Longitudinale sépare la Chaîne Centrale de la Chaîne Côtière. La Figure 4.1 présente une carte synthétique de la géologie de la Vallée Longitudinale [Shyu et al., 2007]. La chaîne Côtière est composée de formations volcaniques andésitiques datant du Miocène et reposant sur des flysch du Plio-Pléistocène le plus souvent à vergence Ouest (suivant une direction préférentielle NNE-SSO). L'autre formation importante présente dans la vallée est le Lichi mélange qui affleure à l'Ouest de la Chaîne Côtière, c'est un mélange très meuble et qui s'érode très facilement. Au Sud de la vallée, on trouve les conglomérats de Pinanshan, composés de sédiments fluviaux grossiers qui se sont accumulés au pied de la Chaîne Centrale lors du Quaternaire. Ces conglomérats sont constitués à la fois de blocs métamorphiques provenant de la Chaîne Centrale et de blocs volcaniques provenant de la Chaîne Côtière [Hu et al., 2001].

L'une des structures tectoniques majeures localisée autour de la vallée est la Faille de la Vallée Longitudinale (ou LVF pour "Longitudinal Valley Fault") qui s'étend sur plus de 100 km entre Hualien et Taitung (en rouge sur la Figure 4.1). La cinématique de la faille varie entre mouvement purement inverse et décrochant, ou une combinaison des deux [Angelier et al., 2000, Lee et al., 2003]. La portion Sud de la faille, entre Rueisuei et Taitung, présente une forte activité avec des taux de glissement pouvant atteindre 3 cm/an [Barrier & Angelier, 1986, Lee et al., 2003, Hsu & Bürgmann, 2006, Peyret et al., 2011]. De l'autre côté de la vallée se trouve la faille de la Chaîne Centrale (en bleu) qui est inactive à l'heure actuelle. Cependant, une étude géomorphologique a permis d'estimer une vitesse de glissement d'environ 12,8 mm/an lors du début du Quaternaire [Shyu et al., 2006]. À l'intérieur de la Chaîne Côtière se trouve la faille de Chimei (en noir) qui est inactive à l'heure actuelle.

Un profil Ouest-Est de la Vallée Longitudinale est présenté en Figure 4.2. Il s'agit d'une coupe synthétique réalisée au Nord de Rueisuei par Shyu et al. en 2005. Les trois failles principales de la Vallée Longitudinale y figurent : la faille inverse de la Vallée Longitudinale à vergence Ouest (LVF), la faille inverse de la Chaîne Centrale à vergence Est (CRF) et la faille de Chimei à vergence Ouest (CMF). La faille de Yuli y figure aussi, localisée au milieu de la Vallée Longitudinale, et cette dernière nous amène à

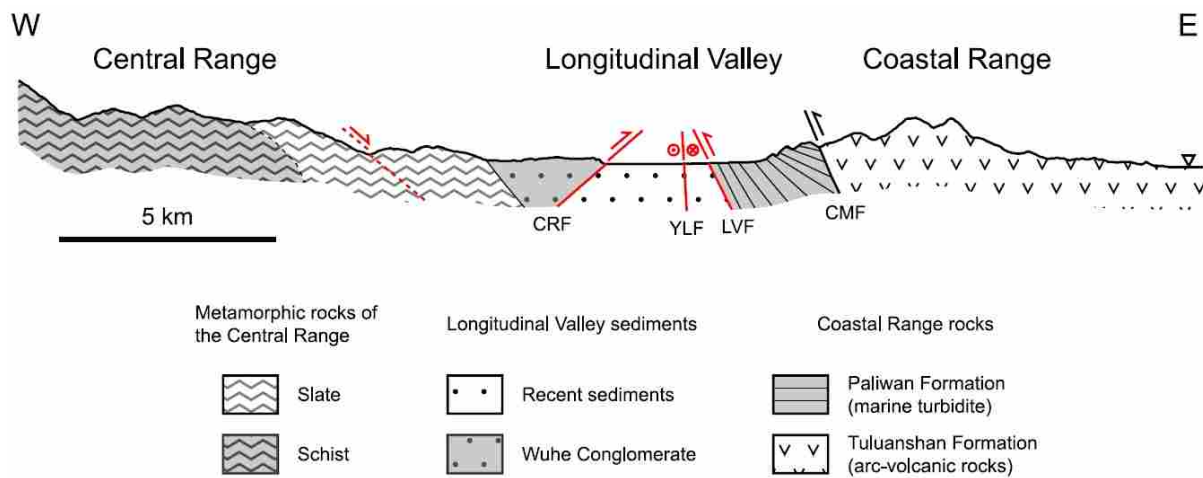


FIGURE 4.2: *Coupe géologique simplifiée de la Vallée Longitudinale.* Cette coupe illustre les principales structures actives de la vallée. La Chaîne Centrale est composée de roches métamorphiques, tandis que la Chaîne Côtière est composée de Tuluanshan (roche d'arc volcanique). La Vallée Longitudinale est bordée à l'Ouest par la faille de la Chaîne Centrale (CRF) et à l'Est par la faille de la Vallée Longitudinale (LVF). D'autres structures existent comme la faille de Yuli (YLF) et la faille de Chimei (CMF). D'après Shyu et al., 2005.

discuter de l'activité sismique de la vallée. En effet, cette faille a été mise en évidence lors de la série de séismes de 1951 dont nous reparlerons dans le prochain paragraphe (4.1.2) [Shyu et al., 2007]. La zone entre Rueiseui et Luyeh répond à cette coupe, mais la terminaison Sud est plus compliquée avec la présence de deux failles situées de chaque côté des Peinanshan (Figure 4.1) : la faille inverse de Luyeh à l'Ouest (LuS) et la faille décrochante senestre de Peinan à l'Est (PeS).

Une grande partie du raccourcissement engendré par la collision entre les deux plaques tectoniques est absorbée à travers la vallée. Environ 30% des 8,2 cm/an est ainsi accommodé à travers les structures tectoniques présentes dans la vallée [Angelier et al., 1997]. L'intérêt est donc de comprendre comment se répartit ce raccourcissement, à savoir si la faille de la Vallée Longitudinale absorbe toute la déformation ou si plusieurs structures se partagent cette déformation. La majeure partie de la déformation qui a lieu dans la Vallée Longitudinale se produit durant la phase inter-sismique [Lee et al., 2003, Mu et al., 2011, Peyret et al., 2011]. Cependant, même avec des taux de glissement très élevés, la Vallée Longitudinale est souvent le théâtre de séismes de

magnitude supérieure à 6 rendant son étude indispensable pour l'analyse et l'évaluation du risque sismique.

### 4.1.2 Historique sismique de la Vallée Longitudinale

La Vallée Longitudinale a connue ces 60 dernières années de trois séries de séismes majeurs de magnitude supérieure à 6. La Figure 4.3 illustre la localisation de ces séismes et leur intensité. On remarque que les séismes survenant dans le Sud de la Vallée ont leur épïcêtre à terre contrairement aux séismes ayant lieu au Nord (proche de Hualien et de la subduction Est) qui ont lieu en mer [Peyret et al., 2011]. La Vallée Longitudinale a connu trois événements sismiques importants. Le premier est en réalité une série de cinq séismes de magnitude supérieure à 7 en Novembre 1951 [Shyu et al., 2007, Chen et al., 2008b]. Cette série d'évènements est la plus importante et destructrice jamais enregistrée dans la vallée (Figure 4.3, étoiles rouges). Elle a engendré une rupture en surface de plus de 65 km, séparée en trois segments : Chihshang, Yuli et Rueisuei. Le tracé de ces trois ruptures est disponible en annexe [Hsu, 1962].

Le second évènement est le séisme de Chengkung du 10 Décembre 2003 (Figure 4.3, étoile verte) qui a eu lieu à l'Est de la Chaîne Côtière. Il a été suivi par de très nombreuses répliques comme le montrent les points bleus de la Figure 4.4a. Ceci a permis de mettre en évidence la géométrie en profondeur de la faille de la Vallée Longitudinale à proximité de Chihshang comme le montre la figure des hypocentres (voir profil Figure 4.4a). Ainsi, sur les 10 premiers kilomètres, le pendage de la faille est estimé entre  $60^\circ$  et  $70^\circ$  puis il décroît graduellement jusqu'à  $40^\circ$ - $50^\circ$  à 20-30 km de profondeur. Ce séisme a eu un impact sur la faille de la Vallée Longitudinale proche du segment de Chihshang, avec un déplacement co-sismique enregistré par les instruments de mesures surveillant cette faille de 2 cm en soulèvement et en raccourcissement (voir paragraphe suivant 4.1.3). Une large déformation post-sismique a aussi été enregistrée avec des taux de soulèvement et de raccourcissement entre 7 et 9 cm (sur les 125 jours qui ont suivi le séisme) [Lee et al., 2006, Wu et al., 2006, Huang et al., 2009a]. La déformation à proximité de la faille s'est traduite par la formation d'un petit anticlinal sur le toit de la faille (Figure 4.4b). Une analyse de la déformation co-sismique a aussi été réalisée grâce aux données



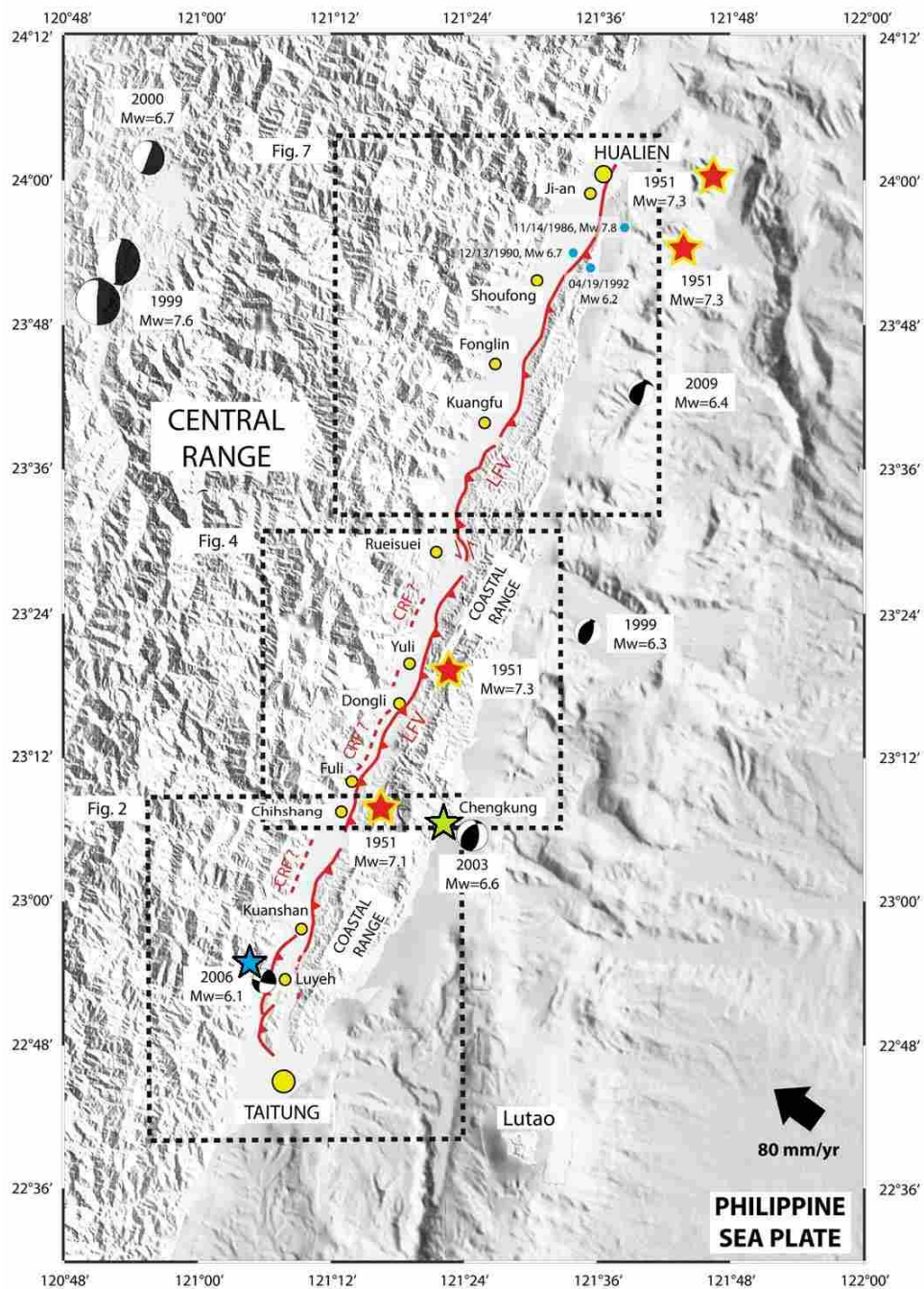


FIGURE 4.3: *Historique sismique de la Vallée Longitudinale.* Seuls les séismes de magnitude supérieure à 6 sont représentés sur cette carte (épicentres matérialisés par des étoiles). Les mécanismes au foyer proviennent du catalogue Harvard CMT. Modifiée d'après Peyret et al., 2011.



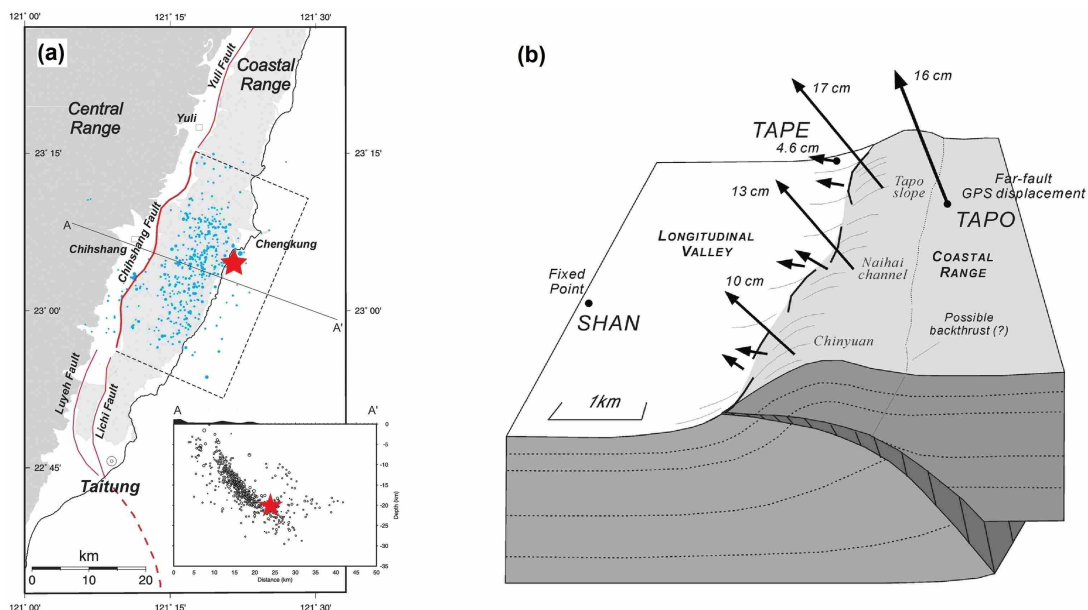


FIGURE 4.4: *Localisation et déformation du séisme de Chengkung en Décembre 2003.* (a) Carte du séisme de Chengkung, 2003 (étoile rouge) et des répliques associées à ce séisme (points bleus). Les principales structures tectoniques sont représentées par des lignes rouges. Le profil A-B illustre la distribution des hypocentres des séismes de décembre 2003. (b) Schéma synthétique du mouvement de la faille de la Vallée Longitudinale engendré par le séisme de Chengkung, 2003. Les flèches noires représentent les déplacements verticaux des stations GPS par rapport à la station SHAN (zone Ouest de la faille). D'après Lee et al., 2006.

des stations GPS présentes dans la vallée (voir flèches noires Figure 4.4b) estimant le déplacement total en surface lié au séisme à 13 cm de déplacement horizontal et 26 cm de déplacement vertical [Hu et al., 2007]. Les cartes des déplacements horizontaux et verticaux calculés à partir des données GPS [Ching et al., 2007] sont disponibles en annexe. Nous discuterons de l'impact de ce séisme sur le glissement de la faille dans la paragraphe suivant (4.1.3).

Plus récemment, le séisme de Peinan a frappé le sud de la vallée, proche de la ville de Luyeh. Il est survenu le 1er Avril 2006 avec une magnitude de 6.1 (voir étoile bleue Figure 4.3). La localisation exacte du séisme et des répliques qui ont suivi est disponible en annexe, accompagné de la carte des déplacements co-sismiques calculés à partir des données GPS et de nivellement autour de Taitung. Le glissement maximum enregistré est de 33 cm et le mouvement de la faille lors de ce séisme est de type inverse avec un

décrochement senestre [Chen et al., 2009c]. Il s'agit du dernier séisme important dans la vallée.

### 4.1.3 30 ans de mesures géodésiques

Compte-tenu du contexte tectonique de la Vallée Longitudinale et des taux de déformations accomodées à travers cette dernière, les études géodésiques y sont très nombreuses et remontent à une trentaine d'années pour les plus anciennes. Une première étude par trilatération menée sur trois zones de la Vallée Longitudinale (Hualien, Yuli et Taitung) a montré l'accumulation de contrainte tectonique au travers de celle-ci [Yu & Lee, 1986]. Dix années plus tard, la première étude par GPS régional a conclu à des taux de raccourcissement à travers la vallée compris entre 16 et 36 mm/an [Yu et al., 1997] (cette carte des vitesses est disponible en annexe). La faille de la Vallée Longitudinale a été rapidement identifiée comme la structure pouvant accommoder la majeure partie de la déformation. Pour compléter ces études, des mesures sur le terrain ont été réalisées afin de densifier les points de mesure. C'est dans ce cadre que des mesures géodésiques ont été entreprises près de Chihshang avec l'installation de deux extensomètres en 1998. Ces extensomètres ont mesuré un glissement localisé de 2 à 3 cm/an, avec une déformation principalement inverse comportant également une composante décrochante senestre [Angelier et al., 2000, Lee et al., 2003] (Figure 4.5a). L'installation depuis 1998 de ces extensomètres par J. Angelier et al. a permis, grâce à des mesures journalières, d'étudier l'évolution temporelle du raccourcissement au niveau de Chihshang de la faille de la Vallée Longitudinale. La Figure 4.5b illustre cette évolution entre 1998 et 2009 (plus de 11 ans de suivi), on y retrouve une variation linéaire estimée entre 1.5 et 2 cm/an et une composante non-linéaire (enchaînement d'accélération et de décélérations) engendrée par l'alternance de saisons humides et de saisons sèches [Lee et al., 2003, Lee et al., 2005, Mu et al., 2011]. Cette longue période d'étude couvre le séisme de Chengkung (Décembre 2003), et l'on observe très clairement la déformation co-sismique de plusieurs centimètres générée par le choc. Une centaine de jours après l'évènement, la déformation revient à son état avec une composante linéaire et une composante saisonnière [Lee et al., 2006]. Toutes ces mesures ont par la suite été

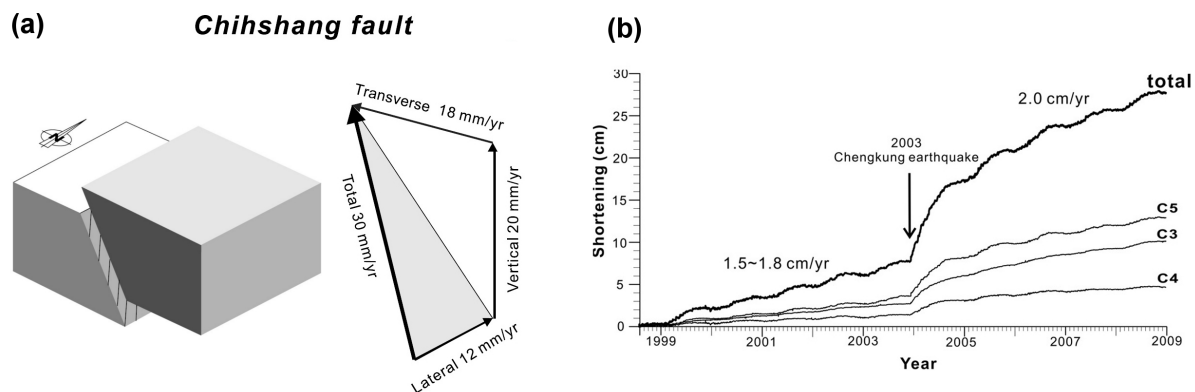


FIGURE 4.5: *Déformation et raccourcissement de la faille de la Vallée Longitudinale à Chihshang révélés par mesures géodésiques.* (a) *Reconstruction 3-D de la déformation de la faille de la Vallée Longitudinale et quantification du glissement actuel. D'après Lee et al., 2003.* (b) *Évolution temporelle du raccourcissement au niveau de Chihshang calculé à l'aide des extensomètres sur la période 1998 - 2009. D'après Mu et al., 2011.*

enrichies par de nouvelles mesures par GPS continu, grâce à l'accroissement important du nombre de stations GPS à la suite du séisme de Chi-Chi de Septembre 1999 [Dominguez et al., 2003, Pathier et al., 2003]. Le suivi GPS combiné à des mesures de nivellement (voir Figure 3.11 et 3.12) a montré un soulèvement rapide de la partie Sud de la Vallée Longitudinale et une apparente subsidence de la partie Nord [Ching et al., 2011]. Des études interférométriques ont aussi été menées dans la vallée, mais nous en reparlerons dans la section 4.2.5 [Hsu & Bürgmann, 2006, Peyret et al., 2011].

## 4.2 Partie Sud de la Vallée : de Rueisuei à Taitung

L'étude et l'analyse de l'activité inter-sismique de la partie Sud de la faille de la Vallée Longitudinale réalisée durant cette thèse ont fait l'objet d'un article soumis dans la revue *Earth and Planetary Science Letters* (révisé et re-soumis le 14 mai 2012). Cet article est reproduit ci-dessous avec des adaptations de mise en page et de notation afin d'être cohérent avec l'ensemble de ce manuscrit. Ce chapitre sera tout d'abord complété par une analyse temporelle de la déformation dans le Sud de la Vallée, puis par un résumé des deux missions de terrain réalisées, et par les résultats comparatifs préliminaires entre ce

travail de thèse et les autres études interférométriques sur la vallée. Une dernière partie sera consacrée à une analyse plus locale de la déformation, celle des terrasses de Pingting.

### 4.2.1 Étude des déformations inter-sismiques de la LVF à l'aide de la méthode des réflecteurs persistants et des données PALSAR

#### Monitoring of active tectonic deformations of the Longitudinal Valley using Persistent Scatterer InSAR method with ALOS PALSAR data, Eastern Taiwan.

J. Champenois<sup>a</sup>, B. Fruneau<sup>a</sup>, E. Pathier<sup>b</sup>, B. Deffontaines<sup>a</sup>, K.-C. Lin<sup>c</sup>, J.-C. Hu<sup>c</sup>

<sup>a</sup>*GTMC, Université Paris-Est, 5 Boulevard Descartes, 77454, Marne-la-Vallée, France*

<sup>b</sup>*ISTerre, Université Joseph Fourier, 38041, Grenoble, France*

<sup>c</sup>*National Taiwan University, Department of Geosciences, Taipei, Taiwan*

#### Abstract

This paper presents new observation of the interseismic deformation along the Longitudinal Valley (Eastern Taiwan) that represents a major tectonic boundary of the Taiwan collision zone. We investigate the southern part of the Valley from Rueisuei to Taitung (latitude 23.5° N to 22.7° N), which is the part of the Valley where interseismic creep has already been observed at some points of the Longitudinal Valley Fault (LVF). Over the period 2007-2010, a Permanent Scatterer SAR interferometry approach (StaMPS) is applied using ten L-band SAR images from ALOS satellite. Interferograms from L-Band data show a dramatic improvement of coherence in comparison to previous studies using C-Band ERS data. The density of measurement resulting from StaMPS processing is the highest achieved so far in the area (about 40-55 points per km<sup>2</sup> for a total of 77000 points) allowing a continuous view of the deformation along the Valley and also giving information on its borders (Central Range and Coastal Range). The most striking feature of the resulting mean velocity map is a clear velocity discontinuity localized in a narrow band (0.1 to 1km) along the LVF and responsible for up to 3cm/year offset rate along the radar line of sight, which is attributed to interseismic creep. InSAR results are in good agreement with continuous GPS measurements over the same period (0.3cm/year rms). The

density of measurement allows us to improve fault trace map along the creeping section of the LVF (with accuracy about 100m) and to find new field evidences of the fault activity. In some places, our trace differs significantly (hundreds of meters) from previous published traces. The creep rate shows significant variations along the fault. At the southern Termination of the Valley the deformation is distributed on several structures, including the Luyeh Strand, and drops significantly south of Peinanshan. Within the limitation of our temporal sampling, there is no significant temporal variation of the creep rate from 2007-2010. However, there are discrepancies with previous studies made from ERS data over the period 1993-1999 that remain to be investigated. The mean velocity for each point of measure and the improved faults trace are provided as supplementary data.

*Keywords :*

Active tectonics, SAR Interferometry, Persistent Scatterers, Longitudinal Valley Fault, Taiwan

#### 4.2.1.1 Introduction

The Longitudinal Valley is a major geological and tectonically active boundary of the Taiwan orogen. According to GPS measurements, about 3 cm/year of horizontal shortening are accommodated across this valley [Yu & Kuo, 2001]. It is considered as a collision boundary zone between the Eurasian Plate (EUP) and the Luzon volcanic arc of the Philippine Sea Plate (PSP) [Angelier et al., 1997, Malavieille et al., 2002], which converges at a rate of 8.2 cm/year in the direction N306°E [Seno et al., 1993, Yu et al., 1997] (Fig. 4.6a). On the eastern side of this narrow valley located between the Central Range to the west and the Coastal Range to the east (Fig. 4.6b), the 150 km-long Longitudinal Valley Fault (LVF) accommodates a significant part of the present-day convergence [Yu & Kuo, 2001] by earthquakes up to  $M_L=7.3$  but also by aseismic creep (interseismic or postseismic). Understanding the spatial and temporal variations of slip behaviour, especially the part of aseismic slip, on this major fault is important for earthquake hazard assessment because it has direct implication on the seismogenic potential of the fault. Furthermore, the factors controlling the slip behavior, seismic or aseismic, are still not well understood. Such issues have already been addressed in other tectonic

contexts, like strike-slip faults [Burgmann et al., 2000, Bakun et al., 2005] or subduction zones [Pritchard & Simons, 2006, Perfettini et al., 2010]. However, the Longitudinal Valley is a rare and valuable case-study area showing a well-documented active fault with a significant reverse component and where steady-state shallow creep can be observed on land. To achieve this goal, the following points should be first addressed : (1) Do other faults accommodate part of the deformation across the Valley ? (2) What part of the LVF is creeping steadily during the interseismic period ? One way to answer these questions is to improve the geodetic monitoring of the deformations in the Longitudinal Valley. This is the main aim of the present study where space-borne Synthetic Aperture Radar Interferometry (InSAR) techniques are applied to measure ground deformation using a new set of data from the ALOS satellite never used before in this area.

Before interpreting spatial variations of deformation, it is essential to attribute it to the right tectonics structures. This first problem is critical in the Longitudinal Valley area because several active faults are present (Fig. 4.6b). The Central Range Fault (CRF) is located on the western side of the Valley [Shyu et al., 2006]. On the eastern side, the Longitudinal Valley Fault splits in its southern termination into the Luyeh Strand (LuS) and the Peinan strand (PeS, also called Lichi Fault) [Lee et al., 1998, Shyu et al., 2008]. East of the LVF, in the Coastal Range, several faults have been mapped [Wang & Chen, 1993], amongst which the Chimei fault seems to be a significant tectonic boundary [Chen et al., 1991]; however their present-day tectonic activity remains poorly known.

Some large instrumental earthquakes in the Valley have shown that the LVF is not the only active fault. The  $M_L$  7.3 1951 sequence of earthquakes [Chen et al., 2008b] have produced surface ruptures along the LVF but also along a poorly documented left lateral fault (Yuli Fault) [Shyu et al., 2007]. The  $M_W$  6.1 2006 Peinan Earthquake (also called Taitung earthquake) occurred at about 10 km-depth on a North-South high angle  $80^\circ$  West dipping fault [Wu et al., 2006, Chen et al., 2009a], very close to the Luyeh Strand, an East dipping thrust. Apart from these events, even with precise relocation of the seismicity [Kuoehen et al., 2004] it is not easy to link seismic activity with fault traces at the surface, except for the East dipping Chihshang segment of the LVF, especially well illuminated by the  $M_W$  6.8 Chengkung earthquake aftershock sequence in 2003

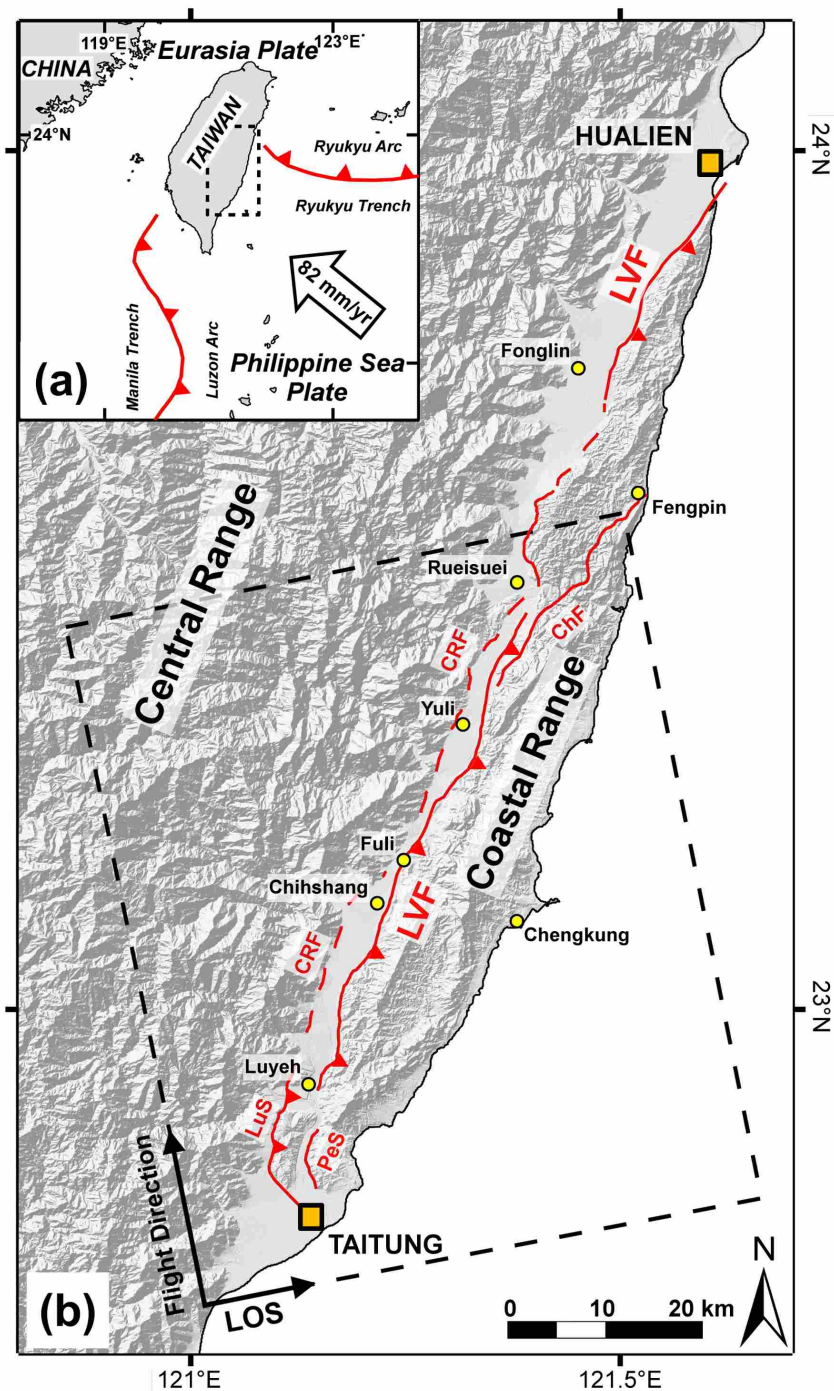


FIGURE 4.6: (a) *Tectonic framework of Taiwan.* Taiwan is the results of the ongoing collision between the Eurasia Plate (EUP) and the Philippine Sea Plate (PSP). The black arrow indicates the direction of convergence between these two plates with an estimated rate of about 82 mm/yr [Seno et al., 1993, Yu et al., 1997] (black dashed frame : location of a). (b) *Map of eastern Taiwan.* The Longitudinal Valley, located between the Central Range and the Coastal Range, is 150 km long and maximum 7 km width. This area is the plate suture boundary between the EUP and the PSP. Red lines show major fault traces localized in the Longitudinal Valley [Chang et al., 1998] : the Longitudinal Valley Fault (LVF) with triangles pointing in dip direction, the Peinan Strand (PeS), the Luyeh Strand (LuS), the Chimei fault (ChF) and the blind Coastal Range Fault (CRF) in dashed line. The dashed frame represents the area covered by SAR images. In background, shaded relief is extracted from the 40 meters digital elevation model. On the left bottom corner, two arrows indicate the flight direction of ALOS satellite associated with ascending track, and look direction of radar (Line of Sight).

[Wu et al., 2006, Hu et al., 2007].

Regarding geodetic evidences of activity on other faults, analysis of GPS data over the period 1992-1999 indicates that the fault motions on the southern part of the Valley (from Luyeh to Chihshang) are close to the block motions of the Coastal Range, suggesting that the LVF is accommodating almost all the deformation [Yu & Kuo, 2001]. However, North of Chihshang in the central and northern segments of the LVF, fault motion are smaller than that of the Coastal range block, implying accommodation by other faults or elastic deformation of the Coastal Range during interseismic period [Yu & Kuo, 2001]. These results are in agreement with observations from the few sites instrumented by creepmeter or local geodetic network [Angelier et al., 1997, Angelier et al., 2000, Lee et al., 2003, Lee et al., 2005] and with repeated measurement along leveling lines [?, Ching et al., 2011]. At the southern termination of the LVF, there are evidences of partitioning of the interseismic deformation on several faults [Lee et al., 1998].

Nonetheless, the low spatial density of these geodetic measurements does not allow identifying precisely where these faults are located and how much of the deformation they accommodate, especially during the interseismic period. The same problem of density of measurements arises when investigating interseismic variations of slip behavior along-dip and along-strike the LVF. Along-dip, some parts of the LVF show an evolution from aseismic shallow creep to locked asperities at 10-25 km, which can slip during large earthquake as illustrated by the 2006 Chengkung Earthquake [Hu et al., 2007, Hsu et al., 2009]. Along-strike, seismological and geodetic measurements have only been able to get the first-order variations of slip behavior along the LVF, showing a contrast between the Southern Chihshang segment and the segments north of Rueisuei [Yu & Kuo, 2001, Kuochen et al., 2004, Huang et al., 2010]. Along-strike variations at depth (7-23km) have been observed based on observation of repeating earthquakes sequence on the Chihshang segment [Chen et al., 2008a, Chen et al., 2009c]. Closer to the surface, the creep is only well-documented in a few places where the deformation is localized within short distance around the fault trace (several cm/year of shortening within a few hundreds of meters) causing damages to human made structures (e.g. at Chihshang [Mu et al., 2011] or at the Yuli Bridge [Yu & Kuo, 2001]). Away from these



places, continuous observations in the field are difficult due to absence of clear markers of deformation. The ground deformation can be elastically distributed over several kilometers if the creep occurred at deeper level and if the shallower part of the fault plane is completely or partially locked. It is then necessary to have dense surface displacement measurements along strike but also across strike to catch the entire deformation signal.

Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) techniques have the potential to dramatically improve the spatial density and continuity of surface displacement measurements, complementing GPS and ground-based measurements [Burgmann et al., 2000, Hooper et al., 2011]. However, the results depend on the amount and on the type of data available (especially the wavelength used), as well as the technique applied. In the Longitudinal Valley, two InSAR studies have already been published. A first study applied conventional Differential SAR Interferometry (DInSAR) using a stacking approach based on ERS C-band data spanning 1997-2000 [Hsu & Bürgmann, 2006]. The authors were able to confirm the first-order spatial variability of the deformation along the LVF, but only based on eight local measurements of offset displacement across the fault. Recently, using a larger dataset of ERS data from 1993 to 1999 through the StaMPS Persistent Scatterer Interferometry (PSI) technique [Hooper et al., 2007], [Peyret et al., 2011] were able to get a more comprehensive view of the deformation in the Valley with about 20000 measurement points. However, their density of measurement dramatically decreases in hilly areas, like in the Coastal Range, on the hanging-wall of the LVF fault. This makes precise mapping of the creeping sections difficult on several parts of the fault, as well as the measurement of the velocity offset across the fault. The low point density in hilly and vegetated area in their results also limits the tectonics interpretation of the southern termination of the Longitudinal Valley.

For this study, we decided to use L-band PALSAR data acquired by ALOS satellite from 2007 to 2010 using the StaMPS method. The choice of this dataset is justified because it has been shown that the longer wavelength of the L-band radar gives better coherence in hilly and vegetated area [Meng & Sandwell, 2010] and then should result in a larger density of points measurement. This study was conducted following two main objectives : the first one is to map in details the shallow creep on the faults present in the longitudinal Valley area and to validate the mapping by fieldwork. Secondly, we wanted

to quantify along strike variation of the creep and their possible temporal variation. We focused on the part of the Longitudinal Valley between Rueisuei and Taitung (Fig. 4.6b) where the highest fault creep rates have been documented before.

#### 4.2.1.2 ALOS data and SAR Interferometry

##### a. Dataset

This study uses PALSAR (Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar) images provided by the ALOS satellite (Advanced Land Observing Satellite) from the Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA). The major characteristic of PALSAR data is that it operates in L-band, with a wavelength ( $\lambda = 23.6$  cm) which is five times longer than the one of usual C-band sensors. Due to their high penetrative characteris-

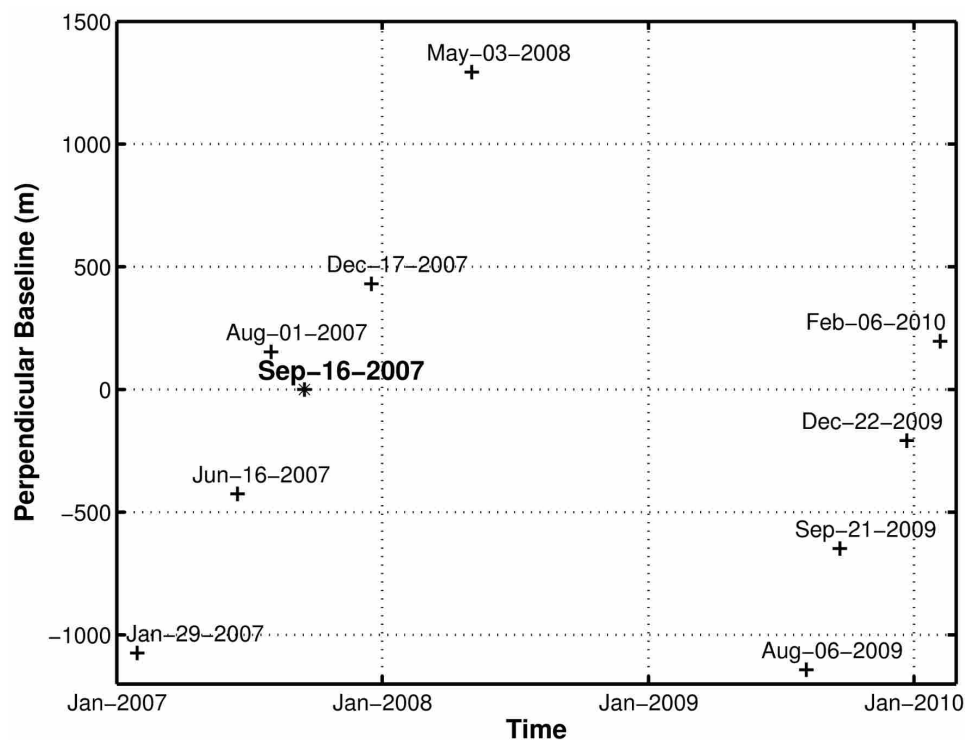


FIGURE 4.7: *Available ascending ALOS PALSAR acquisitions. Perpendicular components of baseline are plotted as a function of acquisition dates. Values are given with respect to the "Super Master" image (in bold) chosen by the StaMPS PS processing (September 16th 2007).*

tics, these L-band data provide a unique opportunity to get interferograms with high quality even on vegetated areas, signal with longer wavelength penetrating deeper in the vegetation [Sandwell et al., 2008]. We considered all ALOS images available on the area acquired from January 2007 to February 2010 (Fig. 4.7) along the ascending path 445. The mean duration between each acquisition is about 3 months, with unfortunately a 15 months gap in the dataset between May 2008 and August 2009. The chosen polarization mode for the SAR data is HH (Horizontal-Horizontal), which appears to provide higher performance than HV (Horizontal-Vertical) for InSAR studies using ALOS data [Cloude & Papathanassiou, 1998, Ge et al., 2009].

### **b. PSI method : StaMPS processing**

Using ALOS data, conventional interferometry method is able to produce some differential interferograms covering 3 years with a high coherence on the Longitudinal Valley but also on the Coastal Range and the Central Range (Fig. 4.8). The quality of the results makes possible a precise mapping of a clear phase discontinuity that separates the Coastal Range from the Longitudinal Valley and that corresponds to the LVF activity. Nevertheless, the quantification of the deformation from such interferograms can be highly affected by atmospheric perturbations. Furthermore, only some couples of dates give such a good quality, most of the other interferograms are more affected by decorrelation. In order to perform a proper time series analysis of the displacements and to mitigate decorrelation and atmospheric effects, recent techniques and in particular the ones based on the identification and the analysis of stable radar targets, also called Persistent Scatterers (PS), have been developed [Ferretti et al., 2001, Hooper et al., 2007]. Those techniques, relying on a set of interferograms built from SAR data acquired at different times, allow to measure displacements of specific points presenting stable phase, at each date of SAR image acquisition and over long period. All interferograms are performed with a common master image, with no limitations in temporal or spatial baselines, thus with the advantage of using all data even with high perpendicular baseline and large temporal difference. In PS approaches, different strategies can be used to estimate atmospheric signal and correct it, leading to higher precision of measure than with conventional InSAR. PS methods have

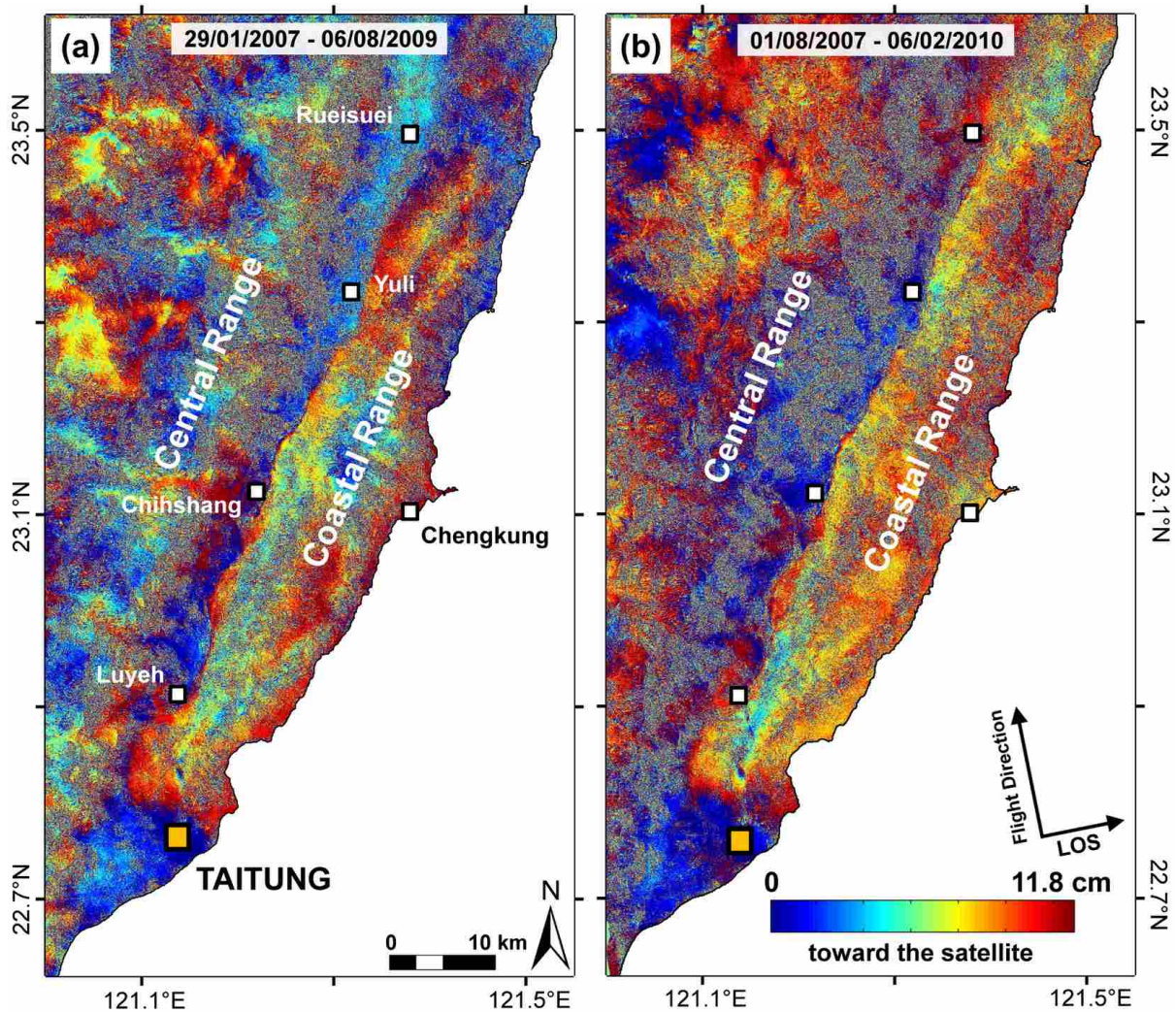


FIGURE 4.8: *Two independent wrapped interferograms formed over the Longitudinal Valley. Each colour fringe represents 11.8 cm of displacement in the Line Of Sight (LOS) direction (with a  $38.7^\circ$  mean incidence angle). The two black arrows show the azimuth (Flight Direction) and range (LOS) directions. (a) Interferogram between January 29th 2007 and August 06th 2009. The perpendicular baseline is estimated at -68 m, and the time difference is 920 days. (b) Interferogram between August 01th 2007 and February 06th 2010. The perpendicular baseline is estimated at 43 m, and the time difference is 920 days.*

proven to be very efficient to measure slow and small ground deformation, especially in urban environment, where density of PS is high because of the numerous man-made structures that constitute bright scatterers [Prati et al., 2010, Sousa et al., 2010].

In this study, the Stanford Method for Persistent Scatterers (StaMPS) developed by A. Hooper [Hooper et al., 2007] is employed, which has proven to be reliable even in natural terrains. This software uses both information of amplitude dispersion and phase stability with time to determine which pixels can be considered as PS. Furthermore, it does not use any a priori model of deformation through time, as some PS approaches do, but it assumes that deformation and consequently the interferometric phase is spatially correlated. StaMPS method is applied to the ALOS PALSAR dataset described previously. The image of September 16<sup>th</sup> 2007 has been chosen as the reference "Super Master" one. First, a set of nine ascending differential interferograms was generated with this image as master reference, using ROI\_PAC [Rosen et al., 2004] and a 40 meters ground resolution DEM. At the end of the StaMPS processing chain, we obtain a map giving for each PS its mean velocity, along the line of Sight (LOS) of the radar, for the whole period. It is also possible to reconstruct the PS time series of displacements at each acquisition date.

#### 4.2.1.3 Intersismic surface deformation analysis

##### a. PSI results

The mean LOS velocity map for the period 2007-20010 is shown in Figure 4.9 and the reference area is the city of Yuli, in the north of our frame of study. A high density of measurements is obtained with more than 77300 PS over the studied area. Two different areas can be distinguished : the south ending of the Valley, near Taitung city and its surroundings, with a high PS density due to an important urbanization (more than  $\sim 55$  PS per  $\text{km}^2$ ), and the rest of the valley where the PS density is lower ( $\sim 40$  PS per  $\text{km}^2$ ) mainly due to the presence of vegetation and high topography on its borders. These density value are a real improvement compared to the [Peyret et al., 2011] study using ERS data, especially in hilly areas like the Coastal Range and Peinanshan. Regarding displacements, at first glance these results show clearly two blocks separated by an



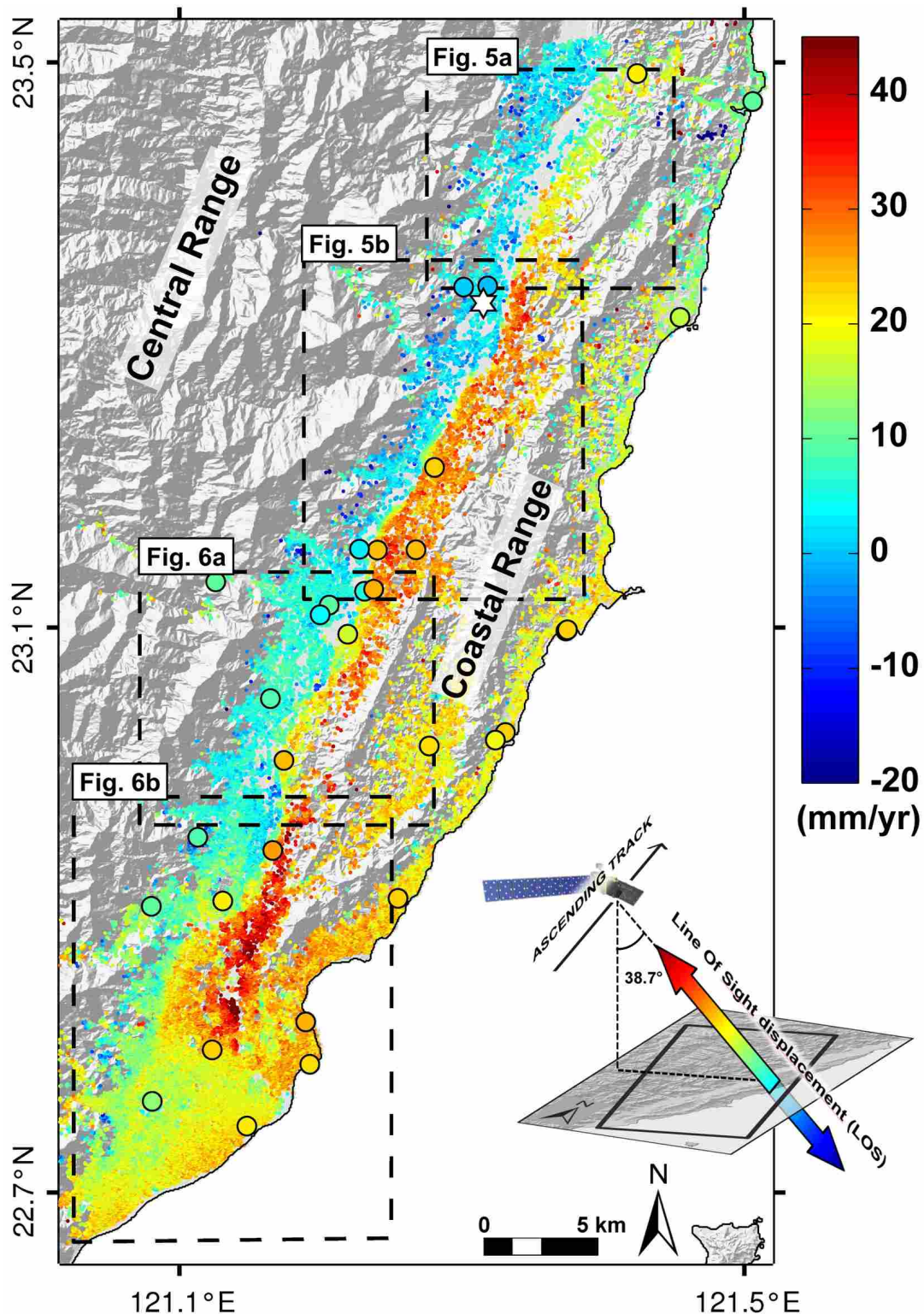


FIGURE 4.9: Map of mean LOS velocities (in mm/year) on the southern part of Longitudinal Valley between January 2007 and February 2010 derived from PALSAR dataset. The velocities are relative to the mean velocity of PS pixels on the reference area represented by the white star (Yuli city). The big dots with different colors represent the GPS stations and their LOS velocities with the same color scale as PSI results. The figure on the bottom right corner illustrates the direction of the LOS vector of displacement. The four black dashed frames indicate the location of focus presented in figures 4.11 and 4.12. Near Fuli, the Line of Sight unit vector NEU is  $[-0.1339, -0.6092, 0.7816]$ .

important discontinuity, consistent with thrusting of the Coastal Range over the Valley : one block with PS velocities ranging between 10 mm/yr and 35 mm/yr toward the satellite, and a second block, with lower displacements, composed by the Longitudinal Valley and the Central Range with PS velocities between 0 mm/yr and 10 mm/yr. A more detailed analysis is given here below.

### **b. Comparison with continuous GPS data**

In order to complete and validate these PSI results, a comparison with the Continuous GPS data has been done. The island of Taiwan is one of the most instrumented places in the world in term of continuous GPS (cGPS) monitoring. Nowadays, over its 150 kilometers, the Longitudinal Valley is very well instrumented with 52 continuous GPS stations installed by different Institutes (Central Weather Bureau, Academia Sinica, Ministry of Interior and National Taiwan University). Stations on the Coastal Range and Lanhsu (Lutao island) present horizontal displacements of 40.5-93.6 mm/yr towards azimuth 307°-333° with respect to Paisha station (S01R) located on the island of Penghu, between Taiwan and China [Yu & Kuo, 2001, Lin et al., 2010]. The stations in the Longitudinal Valley and Central Range revealed velocities in the range 19.0-49.3 mm/yr towards azimuths 285°-318° from 3 years (2003-2005) continuous GPS data [Lin et al., 2010].

We collected 32 cGPS data around the southern part of the Longitudinal Valley (Fig. 4.9 and 4.10a) and we chose the JULI station as the reference in order to have the same reference area between PS and GPS. The velocities were estimated from daily solution from 29/01/2007 to 06/02/2010. The GPS time series were defined for each component according to equation using the least-square method as modified from [Nikolaidis, 2002]. Based on the catalog of the Central Weather Bureau, two medium events, the 13<sup>th</sup> May 2008,  $M_W=5.2$  inland earthquake and the 29<sup>th</sup> July 2009,  $M_W=5.4$  Pingtung offshore earthquake occurred during the period of study, but have a limited effect on the relative displacement between our selected stations (a few mm). In the secular time series, we corrected the coseismic part of those events and got the velocities field in the period 2007-2010. Smaller seismic events that have occurred at the same period in the study area do not introduce visible offsets in the cGPS time series.



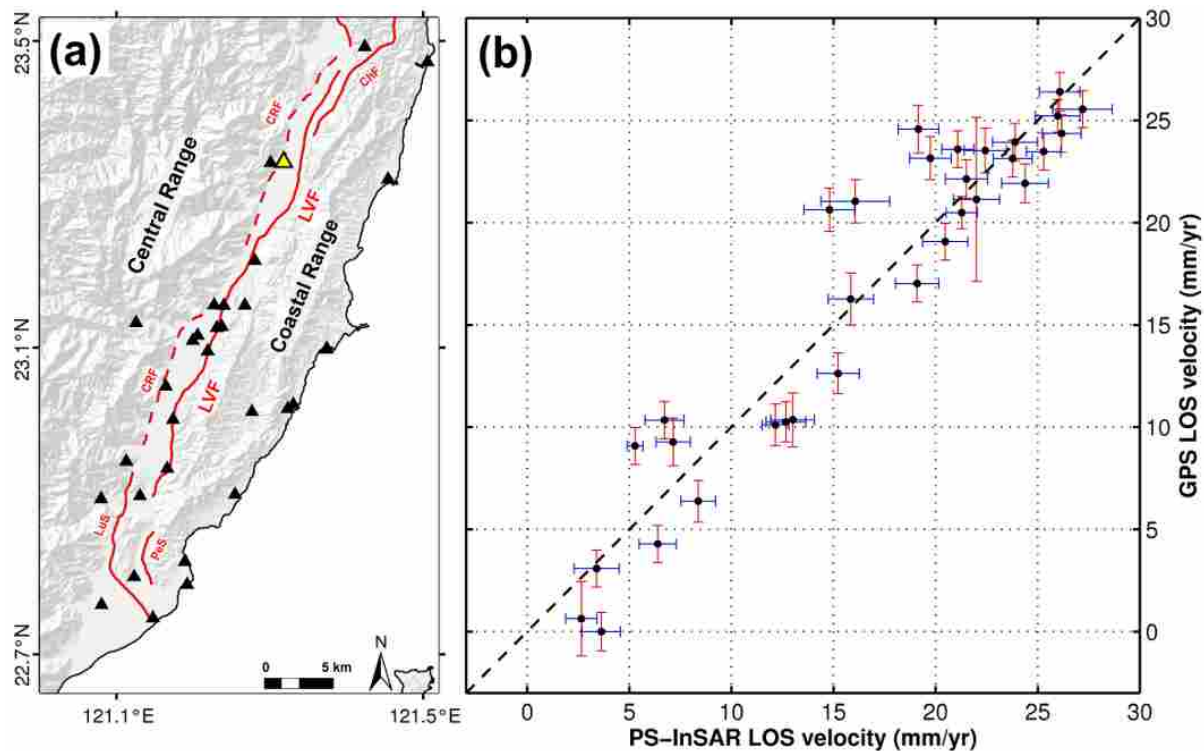


FIGURE 4.10: *Comparison between continuous GPS and PS LOS velocities. (a) Map of location of the GPS stations used in this study (represented by the black triangles. The yellow GPS station is the reference (located close to the PSI reference). Red lines show major fault traces presented in figure 1. (b) GPS mean LOS velocities versus PS mean LOS velocities for the period January 2007 - February 2010 period. The black dashed line represents the perfect correlation.*

In the vertical velocity pattern, the uplift in Southern Coastal Range is significant, about  $10.2 \pm 0.7$  mm/yr. Furthermore, the vertical variation presents a discontinuity across the Chihshang Fault of nearly  $1.95 \pm 0.7$  mm/yr. To compare the displacements measured with PSI and GPS, we first projected the 3D displacement vector provided by cGPS onto the Line Of Sight of the radar for each station. This is done using the components of the sensitivity vector, unit vector pointing from ground to satellite calculated by StaMPS (considering here a mean azimuth angle of  $12.4^\circ$  and a local incidence angle for each station). As the PS density is higher than the density of cGPS stations, we estimate the average PS LOS velocity around each GPS station by selecting all PS within a square polygon of 500 m by 500 m centered on each station (on average, more than 40 PS are selected around each station). A measure of uncertainty is also evaluated using the mean

of standard deviation of mean LOS (with values ranging from 1 mm/yr to 3 mm/yr).

The RMS difference between GPS LOS velocities and PS LOS velocities is 8.25 mm/yr. The difference between those two measures, analyzed according to the latitude and the longitude, shows a linear trend that could be due to residual orbital errors. We estimated the corresponding trend through a least square approach, and then corrected the PSI results from it (Figure 4.9 shows the corrected map). After that, the agreement between both GPS and PS measurements is improved with a RMS of 2.58 mm/yr (Fig. 4.10b). That value is more consistent with the estimated errors on GPS and PS measurement, validating the corrected PS results.

### **c. Detailed analysis along the valley**

#### **From Rueisuei to Fuli**

At the latitude of Rueisuei, north of our study area (Fig. 4.11a), the deformation is distributed over 2-4 kilometers and do not show clear discontinuity. This suggests either a distribution of slip on several small faults branching at depth on the LVF (that could not be identified because of the too high uncertainty of the PS measurement and of the relative low density of PS West of Rueisuei) or an elastic deformation of the first kilometers of crust related to deeper creep on the LVF. However, the difference of cGPS velocity between JSUI station and the two YULI and JULI stations, localized respectively on the hangingwall and footwall of the LVF confirms the thrust of the Coastal Range with regard to the valley and the Central Range. Concerning the Chimei fault, there is no proof of shallow surface activity in the PS velocity map. Southward, the deformation increases and becomes more localized (Profiles 1 to 2 in Figure 4.11a). North of Yuli city, close to the JULI GPS station, deformation is clear and precisely localized within a 2-3 hundreds of meters with a difference of LOS velocity higher than 25 mm/yr between the footwall and the hangingwall (Profile 3 in Figure 4.11b).

Between Yuli and Fuli (Fig. 4.11b), the deformation is easily visible. The spatial continuity of the deformation along this 23 kilometers long segment of the LVF can be established. The LOS velocity offset is relatively constant at 35-40 mm/yr (Profiles 4

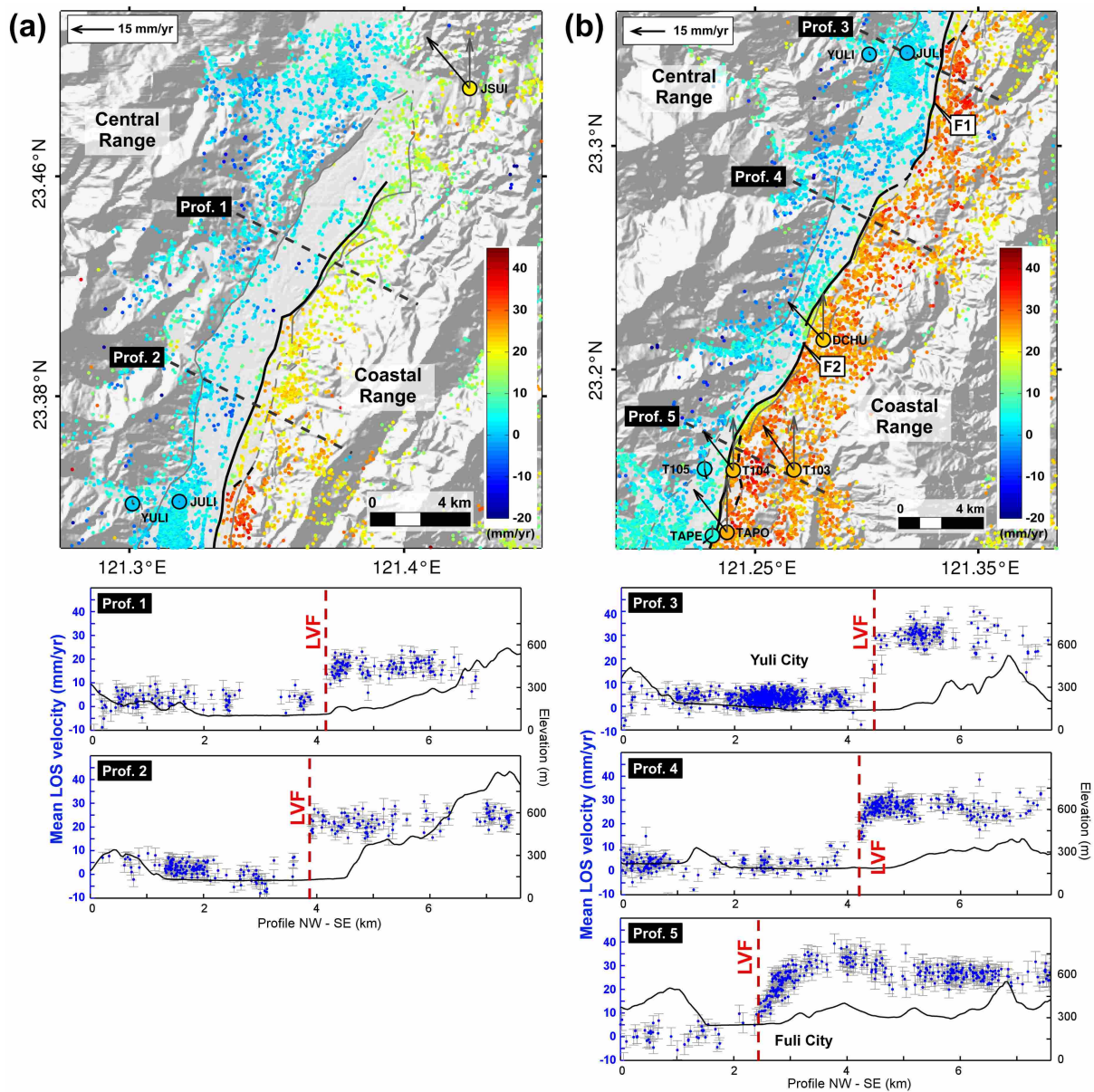


FIGURE 4.11: PS velocity maps between north Rueisuei and north Yuli (a) and between Yuli and south Fuli (b). Big dots with different colors represent the GPS stations and their LOS velocities with the same color scale as PSI velocities. Black and grey arrows are respectively the horizontal and vertical components of each GPS stations. Black lines show update fault traces obtained with the PSI results while grey lines show fault traces from [Shyu et al., 2005]. Labels F1 and F2, indicate markers of deformation found on the field and showed in Fig. 4.14. The black dashed lines indicate the location of the PS profiles perpendicular to the major that are presented below (Profs. 1 to 5). These profiles are perpendicular to the major segment of the Longitudinal Valley Fault (LVF) and are superimposed on the topographic profiles from the 40 meters digital elevation model.

and 5 in Figure 4.11b). Concerning GPS stations, those installed on the Coastal Range present a significant uplift and a horizontal component quite similar to the direction of convergence between the EUP and the PHP. On the other side of the fault, the four GPS stations show a light subsidence combined with a north horizontal displacement. All these data indicate mainly a thrust displacement with a left lateral component.

### **From Fuli to Taitung**

South of Fuli (Fig. 4.12a), in the area of Chihshang (CHIH station), shallow creep is well documented and monitored thanks to two creepmeters installed at Tapo and Chihshang since 1998 [Lee et al., 2003]. PS results show a localized deformation (Profile 6 in Figure 4.12a) that is consistent with shallow creep reaching the surface. South of Chihshang, this part of the valley presents a lower gradient of LOS velocity across the LVF. The total deformation appears to be accommodated by the LVF, but also by other structures inside the Coastal Range like around the T107 GPS station (Profile 7 in Figure 4.12a) and the T109 GPS station, which is localized between the LVF and a newly proposed active fault. This could explain the decrease in PS velocities across the LVF close to this station.

In the south ending of the valley (Fig. 4.12b), between Luyeh and Taitung, the mean LOS velocity map reflects a more complex tectonic setting. The deformation is accommodated in several active structures surrounding the Peinanshan Mountains (Profile 8 in Figure 4.12b). The density of measurements over the Peinanshan is enough to detect that no clear discontinuity of displacement occurs inside it. At the end of the LVF, near Luyeh (close the LONT station), it exists a clear active structure connecting the Coastal Range to the north of the Peinanshan crossing the valley. More to the West, a high gradient of displacement appears at the east boundary of the Central Range over more than 25 km that corresponds to the Luyeh Strand (Profiles 9 and 10 in Figure 4.12b). Deformation also occurs east of the Peinanshan, on the Peinan Strand. These observations are in agreement with a distribution of the deformation on the Luyeh and Peinan strands as proposed by [Lee et al., 1998]. South of Peinanshan a North-South gradient of LOS velocity seems to outline the south termination of a Coastal Range block



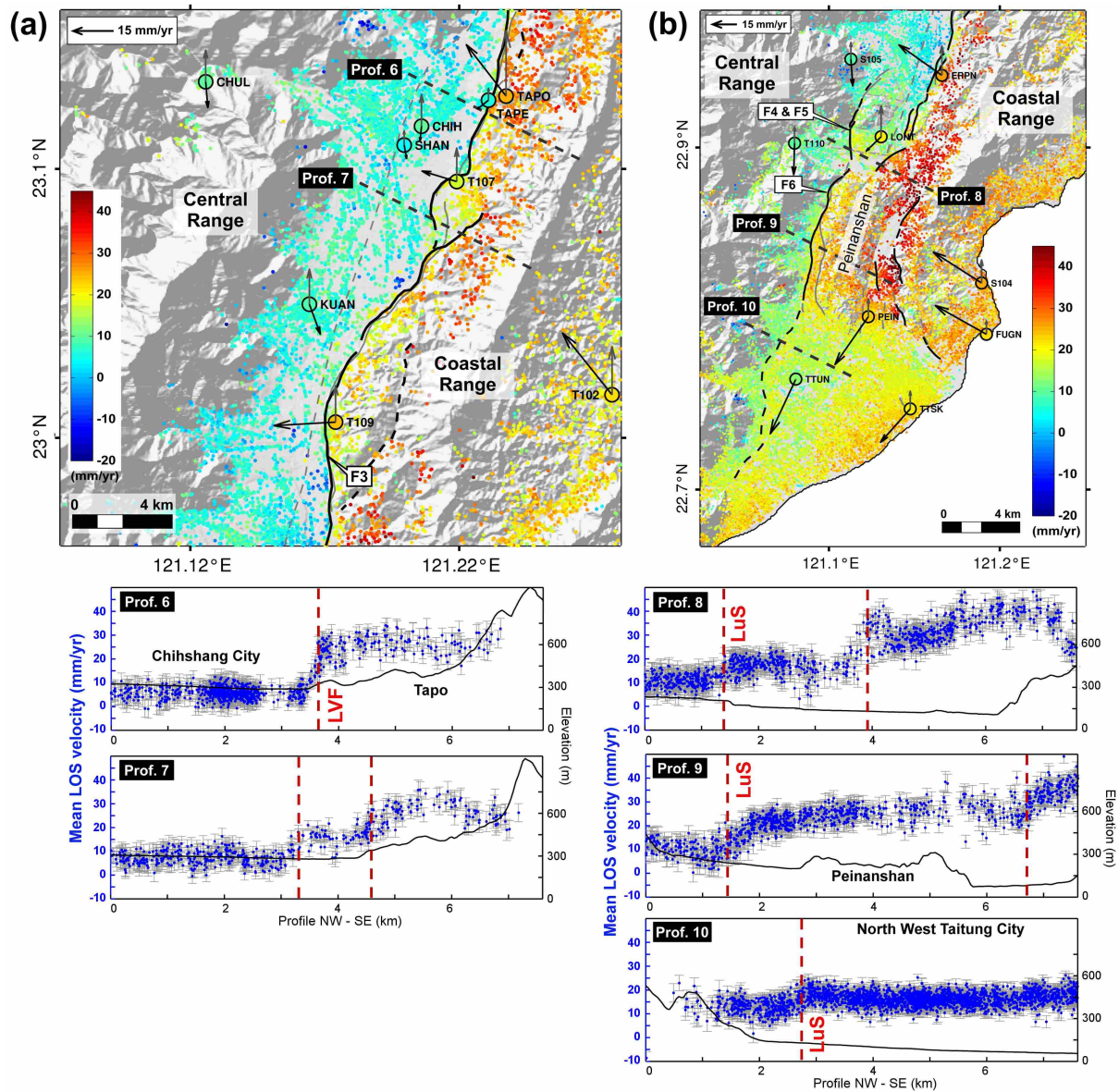


FIGURE 4.12: PS velocity maps between south Fuli and north Luyeh (a) and between north Luyeh and the south ending of the valley (b) Big dots with different colors represent the GPS stations and their LOS velocities with the same color scale as PSI velocities. Black and grey arrows are respectively the horizontal and vertical components of each GPS stations. Black lines show update fault traces obtained with the PSI results while grey lines show fault traces from [Shyu et al., 2005]. Labels F4, F5 and F6 indicate makers of deformation found on the field and showed in Fig. 4.14. The black dashed lines indicate the location of the PS profiles perpendicular to the major that are presented below (Profs. 6 to 10). These profiles are perpendicular to the major segment of the Longitudinal Valley Fault (LVF) and the Luyeh Strand (LuS) and are superimposed on the topographic profiles from the 40 meters digital elevation model.

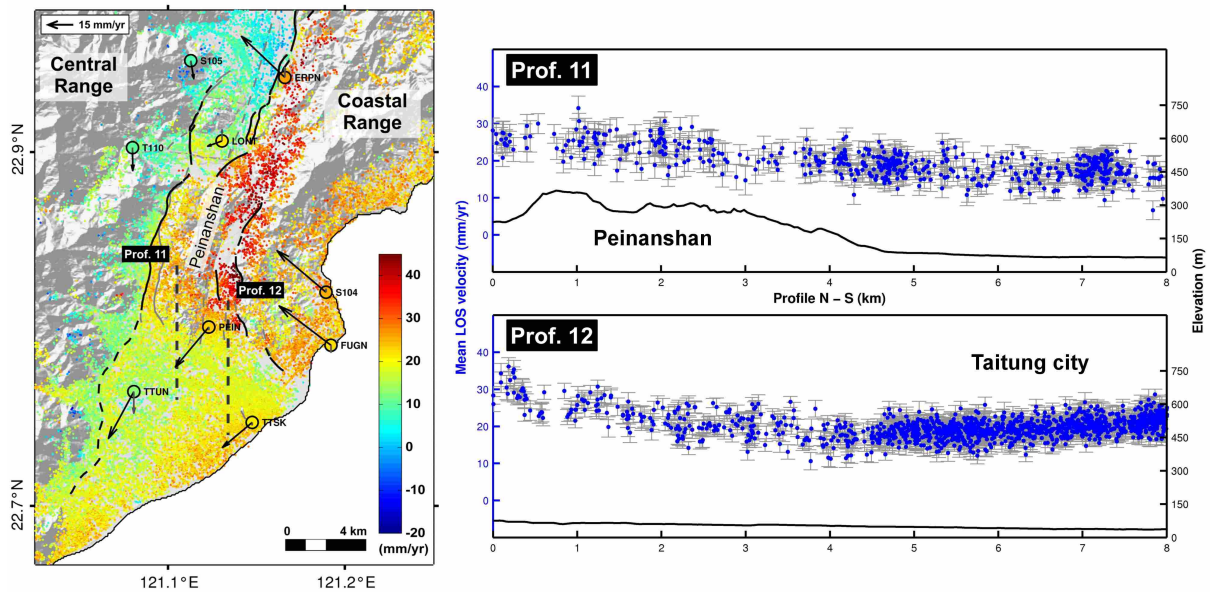


FIGURE 4.13: *North South profiles near the Taitung plain.* Map of mean LOS velocities (in mm/year) for the period between January 2007 and February 2010. Focus between north Luyeh and the south ending of the valley. The big dots with different colors represent the GPS stations and their LOS velocities with the same color scale as PSI results. Black and grey arrows are respectively the horizontal and vertical components of each GPS stations. The two black dashed lines represent profiles 11 and 12. Two North South Persistent scatterer profiles. Blue dots represent PS selected in an 9 km by 1 km box. The black line shows the elevation across each profile given by the 40 meters DEM.

with respect to the Taitung Basin. In this transition zone, we created two north-south profiles (Fig. 4.13) showing a progressive decrease of mean LOS velocities over more than 5 km without a clear discontinuity as we observe across the LVF. That boundary is also shown in the horizontal component of three GPS stations (PEIN, TTUN and TTSK) showing a significant rotation to the south west with respect to the stations to the North. This implies some extension between the Coastal Range block and the Taitung basin and may indicate a global rotation of the Taitung basin.

#### d. Mapping and field evidences

One aim of this study is the precise mapping of the active tectonic structures in the valley. Several previous studies have established structural maps of the Longitudinal Val-

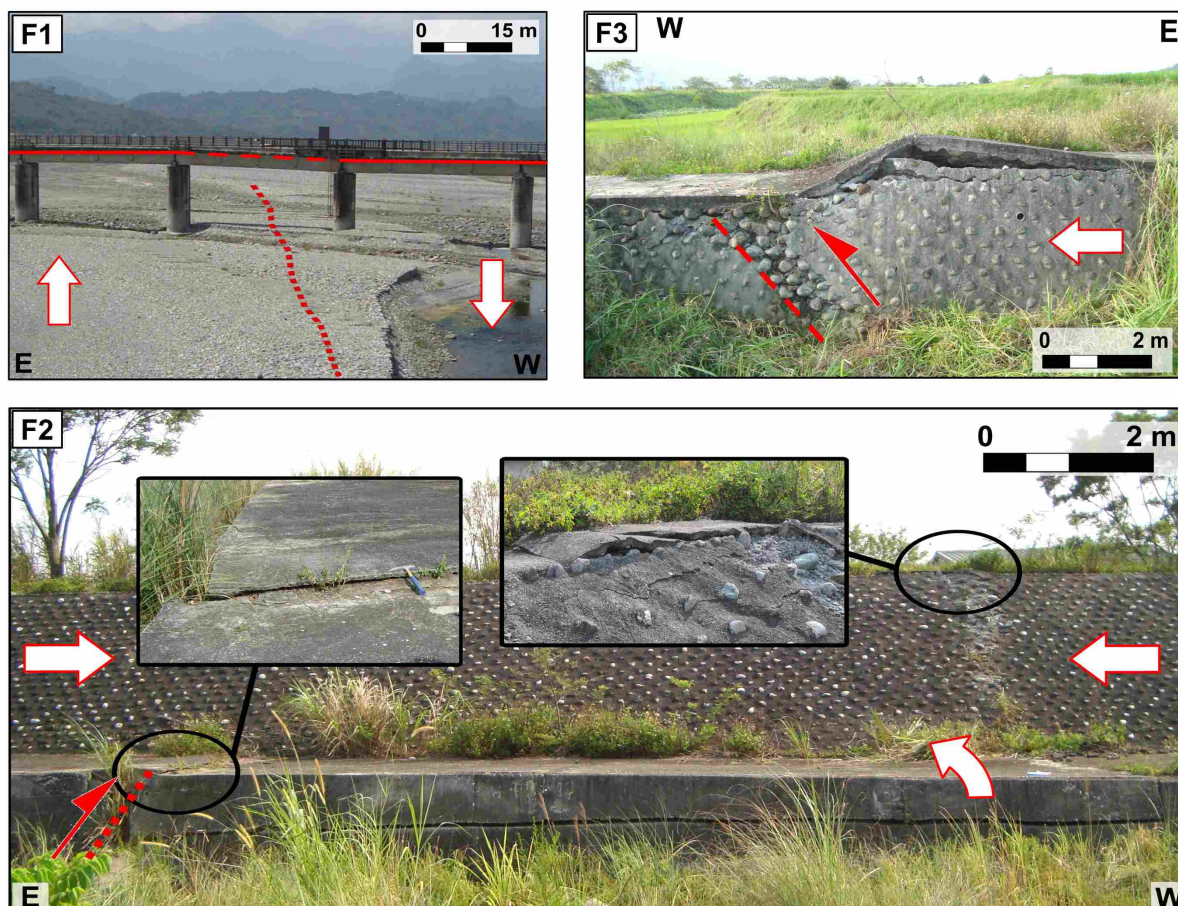
ley at different scales [Lee et al., 1998, Chang et al., 1998, Shyu et al., 2005]. The Central Geological Survey Taiwan (CGS) published the first edition of active fault map of the island of Taiwan in 1998 with a 1/500 000 scale [Chang et al., 1998]. Since this date, the map has been regularly updated while improving the scale. The last version of the active faults map from the CGS dates 2006 (Fig. 1b). In 2005, [Shyu et al., 2005], based on geomorphology and shaded relief maps, drew up a new map of active faults in eastern Taiwan [Shyu et al., 2005] improving the scale of the CGS's map.

Independent of these previous studies, we combined both information derived from single differential interferograms and PSI results to map the location of surface creeping sections of the faults. We used two differential interferograms in complement to PSI because, in several places, these most coherent interferograms (with baselines lower than 70 m) including a large surface deformation signal (integrated over 3 years) highlight the location of the LOS velocity discontinuity with a greater spatial accuracy than the PSI results (see Figure 4.8). The resulting fault traces (shown in Figure 4.11 and 4.12 and provided in supplementary materials B5 and B6) can be compared to the map of [Shyu et al., 2005]. The traces look very similar at a regional scale and for its major part the LVF follows the basal relief of the western side of the Coastal Range. However, several portion of our LVF trace are located up to several hundreds of meter further West in the valley. Since the LVF trace runs along the Hualian, Hsiukuluan, and Peinandachi rivers, its morphological signature can be eroded or hidden beneath recent fluvial deposits [Chen et al., 2007]. This can lead to positioning error in place where only geomorphological approach can be used in the field.

Two field trips have been conducted in the south of the valley to find new evidences of deformation near the LVF and the Luyeh Strand in order to validate PSI fault traces. Near Yuli city (Fig. 4.11b), two adjacent bridges are affected by the activity of the LVF as documented by [Yu & Kuo, 2001] from geodetic measurements. However, the fault line from [Shyu et al., 2005] is located about 1 km further east at the foot of the Coastal Range. Precise location of the bridges deformation in the field (between the second and the third pillars see Fig. 4.14 F1) are actually in agreement with the location of the surface deformation section from PS results showing at that place a clear LOS velocity offset (about 2.5cm/yr). PS results do not show signal of surface creep further East (Fig.



### Longitudinal Valley Fault



### Luyeh Strand



FIGURE 4.14: *Field evidences of tectonic activity over the Longitudinal Valley.* F1, F2 and F3 are deformations connected to the Longitudinal Valley Fault (localized on Figs. 4.11b and 4.12a). F1 is the Yuli Bridge where the eastern part is uplifting contrary to the western part which is quite stable. F2 is localized north to Fuli, while F3 is localized north to Luyeh with a clear deformation affecting the dike. In this place, the deformation on the lower part of the dike shows clearly the thrust component of the fault displacement and the upper part is affected by a back thrust. F4, F5 and F6 are associated with the Luyeh Strand and present less important deformations (localized in Fig. 4.12b).

4.11b).

Southward, guided by the PSI map, we found an evidence of activity along a concrete dike situated on the north of Fuli city (Fig. 4.14 F2). The dike, perpendicular to the fault, shows clear marks of compression. At this place, the LOS velocity offset is about 2.5 cm/yr. Between Chihshang and Luyeh (Figure 4.12), we found another nice field evidence of the active thrust fault affecting a dike (Fig. 4.14 F3), that is exactly located on the fault trace mapped from PSI.

South of the valley, near Luyeh and Taitung (Fig. 4.12b), the PSI fault trace map shows significant differences from the previous maps. One of the most interesting fault visible on the PSI map connects the Coastal Range to the north of Peinanshan. This structure was previously identified as an anticline [Shyu et al., 2008], but our new results show that it is a thrust fault with shallow creep causing a clear discontinuity in LOS velocities (about 1.8 cm/yr). Regarding the Luyeh Strand, West of the Peinanshan, its activity is visible on the PSI results and also in the field. Along this structure, we found three markers of deformation (Fig. 4.14 F4, F5 and F6), less important than those shown close to the LVF but indicating fault activity. Concerning the Peinan Strand, the PSI results show also differences with previous maps. Its traces seem more complicated with several possible active segments, certainly one at the east boundary of the Peinanshan and one at the west boundary of the Coastal Range. The southern termination of the Peinan Strand is often supposed to continue within the Taitung basin [Lee et al., 1998, Shyu et al., 2008], however the PSI map suggests that the surface creep stops against the basin and may turn eastward along the south ending of the Coastal Range. In contrast, the Luyeh Strand seems to follow the eastern side of the Central Range along the eastern side of the Taitung basin.

#### 4.2.1.4 Surface creep rates estimation

First order spatial variations of surface creep activity have been shown by other geodetic studies (especially with SAR Interferometry and GPS), with creep rates changing according to the latitude [Hsu & Bürgmann, 2006, Peyret et al., 2011]. The unprecedented spatial resolution of the map of mean LOS velocities and the new derived fault trace

of this study allows us estimating more accurately the spatial variations of surface creeping activity along the LVF and the LuS. In order to examine the spatial variation along the faults, we created a set of 58 close profiles across the fault lines. We used an N20°E axis to create these series of orthogonal profiles every two kilometers from Rueisuei to Taitung. All profiles include the PS located inside a 1 km by 8 km band and projected onto the profile. A subset of ten representative profiles is presented in Figures 4.11 and 4.12.

There are several differences amongst the profiles reflecting spatial variation of fault activity. First, the number of faults that accommodate the deformation varies. For instance, south of Luyeh, the deformation can be split between the Luyeh Strand and other structures, on the eastern side of the Peinanshan. Secondly, on a single fault the LOS velocity offset between the hangingwall and the footwall is also changing as for instance between profiles 1 and 3 (Fig. 4.11). This can reflect a higher shallow slip rate but also a change of the slip orientation modifying the projection of the surface displacement along the radar line of sight. For example, for the same slip rate, an increase of the left-lateral component with a decrease of the reverse component will result in a smaller apparent LOS velocity offset (see geometry of the radar line of sight in Fig. 4.9). A third difference is the distance along the profile that is needed to reach the complete LOS velocity offset. This parameter characterized whether the deformation is diffused or localized near the fault trace, as illustrated by profile 3 (localized deformation) and profile 5 (deformation is distributed over several kilometers). When this distance is within hundred meters, creep certainly occurs up to or very close to the surface (shallow creep). Larger distances can be interpreted in two ways : (1) the first kilometers of the fault plane are locked and creep occurs deeper causing distributed elastic deformation in surface ; (2) aseismic deformation due to slip distributed on multiple fault splays near the surface or folding.

All profiles have a good quality, allowing us to measure separately the active deformation of the LVF and the Luyeh Strand. But, regarding the Peinan Strand, the trace is not clear enough in the PSI results to lead to a proper measurement and interpretation. To calculate the displacement offset between both sides of the fault, we separated the hangingwall and footwall PS according to the fault trace. A linear regression is then performed on each side and the difference of LOS velocity at the fault trace is then es-

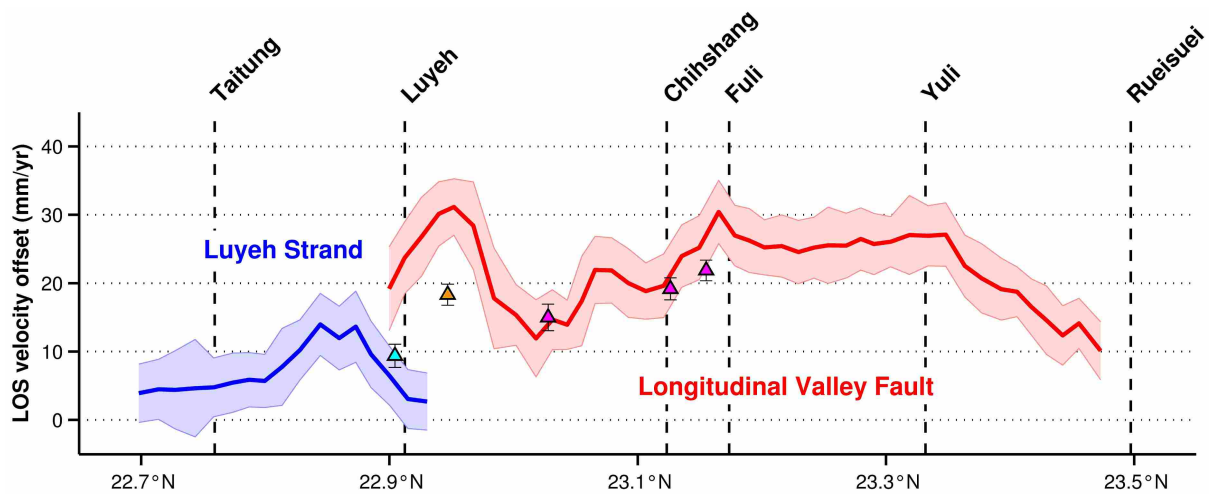


FIGURE 4.15: *Spatial evolution of LOS velocity offset (in mm/yr) across the Longitudinal Valley Fault (red line) and the Luyeh Strand (blue line). Triangles represent estimated LOS velocity offset from GPS station localized close to both faults. The magenta and yellow triangles are those associated with the LVF, and the yellow one corresponds to a GPS station situated not exactly at the top of the hanging wall. The blue triangle is associated with the Luyeh Strand.*

timated.. We propagate the uncertainty by simply summing the two root Mean Square values estimated on the hangingwall and footwall sides.

Surface creep rates are estimated on both LVF and LuS with the use of 43 profiles and 17 profiles respectively. These measurements are analyzed according to the latitude (Fig. 4.15). Concerning the behaviour of the LVF, LOS velocity offset can be estimated between Rueisuei and north Luyeh, with rates of deformation between 1 and 3.2 cm/yr. From north to south, the velocity offset increases rapidly between Rueisuei and Yuli with a quasi linear trend, followed by a stable segment until Fuli (LOS velocity offset is about 2.6 cm/yr). The first maximum is localized south to Fuli. After this place, the offset is decreasing until the south of Chihshang where we decided to estimate the total offset across both present structures (Fig. 4.12a and Prof. 4.14). The LOS velocity offset continues to decrease down to 1.3 cm/yr, corresponding to the place where we identify a potential other active structure inside the Coastal Range (see on Figure 4.12a around the T109 GPS station). At these latitudes, the rest of the deformations seems accommodated by this second fault system within the Coastal Range. North to Luyeh, LOS velocity offset shows a second maximum up to 3 cm/yr. Another decrease can be observed just

before the complex tectonic setting of the south ending of the valley, where we decided to measure offsets on the Luyeh Strand only. The Luyeh Strand presents an increase of the LOS velocity offset from North to South, reaching 1.4 cm/yr close to the Peinanshan over more than 5 kilometers. Then surface creep activity slowly decreases around Taitung city and becomes stable with a rate of 0.5 cm/yr.

In addition, velocity offsets are estimated from GPS data in five places where appropriate pairs of GPS stations can be found, one across the LuS and the four others across the LVF (triangles in Fig. 4.15). Estimation from the pair of GPS stations T110 and LONT across the Luyeh Strand is in good agreement with PSI LOS velocity offset estimations. On the LVF, three estimations (corresponding from north to south to the pairs T105-T103, TAPE-TAPO and KUAN-T109) are also in agreement with the rates estimated from PS profiles. Offset estimated from the pair S105 and ERPN, is lower than the total velocity offset given by PSI. This can be explained by the location of the ERPN station on the hangingwall, which is too close to the fault and do not encompass all the deformation.

#### 4.2.1.5 Discussion and conclusions

Measurements of displacements from ALOS data using PSI method and their analysis show the present-day interseismic tectonic activity of the Longitudinal Valley in a unique way. Comparison of ALOS interferograms with ERS ones published by [Hsu & Bürgmann, 2006] show the improvement of using L-band data in term of coherence. The density of measurement is also improved compared to the previous study of [Peyret et al., 2011], which was also using the StaMPS software, but based on ERS data between 1993 and 1999. Density of PS is particularly increased over the Peinanshan and the Coastal Range. This allows us estimating continuously offsets of displacements along the LVF and the Luyeh Strand and constraining better the spatial variations of the fault surface creep.

Nonetheless, the comparison of the spatial variation of velocity offset between our study and [Peyret et al., 2011] shows significant differences. If we compare the LOS velocity offsets values along the LVF derived by the two studies, a major difference can

be observed between Fuli and Yuli. For ascending ERS acquisition, offsets are between 0 and 1.0 cm/yr whereas the present study gives a mean offset of about 2.6 cm/yr. More generally, offsets are much lower with ERS results than with ALOS ones. The geometry of acquisition of ascending ERS data is slightly different from the ascending ALOS data used in this study, essentially by the incidence angle which is higher in ALOS data (about  $38^\circ$  versus  $23^\circ$ ). However, this cannot explain more than a few millimeters of difference. Another reason could be the different period of study. Indeed, we presented measures of deformation spanning January 2007 - February 2010 period, whereas Peyret et al. used data covering the period between June 1993 and June 1996 for ascending data. No significant earthquakes occurred in both periods, but in between, important seismic events have occurred like the major  $M_W$  7.6 Chi-Chi earthquake (21<sup>th</sup> of September 1999, on the western part of Taiwan), the  $M_s$  6.5 Chengkung earthquake (10<sup>th</sup> of December 2003) and the  $M_W$  6.1 Peinan earthquake (1<sup>st</sup> of May 2006) [Chen et al., 2009c]. All these events may have affected faults activity and modified creep rates.

Variation of creep rate related to earthquake has been observed on shortening rates at Chihshang creepmeters. The 2003 Chengkung earthquake did not produce coseismic offset in creepmeters but induced a sudden increase of creep rate that decayed with time [Chang et al., 2009]. This postseismic perturbation lasted up to 2006. In 2007-2009 creepmeters tend to be back to the interseismic rate [Mu et al., 2011]. The interseismic shortening rate of the creepmeters has also shown variation before the earthquake, slowing down from 2.7 cm/year to about 2 cm/year from 1993 to 2003 [Lee et al., 2005]. The shortening rates at creepmeters also varies with the season with a factor of two or three between dry season (November-March) and wet season (April-October) where displacements are higher [Lee et al., 2003, Lee et al., 2005]. The variation observed in the creepmeters between the periods 1993-1996 and 2007-2009 seem too small to explain the difference between the ERS and ALOS result, but possible temporal variations deserve further investigations.

Nevertheless, this paper based on the monitoring of Longitudinal Valley over a 3 years period by L-band SAR data, is the first study that gives such details on the interseismic creep along the valley. This analysis yielded dense measures of displacements, allowing us to obtain a very good sampling of the area of interest including the Coastal Range,



higher than in previous studies and remarkably greater than that offered by GPS network. The nearly continuous map of LOS velocity allowed us updating with a high precision the active tectonic map of the Longitudinal Valley. The improved fault traces were successfully validated by field investigations during which new evidences of creep at the surface along the LVF and the Luyeh Strand were found. These results should have direct implications for improving the ground-based monitoring of the creeping faults and to provide new relevant sites to augment the cGPS network.

The PSI results have also been used to analyze and quantify the LOS velocity offset along the LVF and the Luyeh Strand every 2 kilometers. This gives us the opportunity to study the spatial and temporal evolution of creep rates that vary all along the fault, from Rueisuei to Taitung. We show that the mechanical behavior of the LVF is clearly not uniform over the southern part of the valley. Change in the distance on which the deformation is distributed suggests varying depth of the creep and also some partitioning. On the south ending, close to the Peinanshan Mountains, the LVF is divided into several structures. The first one is the Luyeh Strand which appears active and have the same N20°E orientation as the LVF. Previous estimation has given a vertical offset close to 0.5 cm/yr [Shyu et al., 2008] which is consistent with our velocity offset close to Taitung. PS results also highlight the active segment connecting the Coastal Range to the Peinanshan with an estimated creep of about 1.3 cm/yr. This is the first study showing and measuring clearly this active segment. The deformation at the northern border of the Taitung basin is in agreement with the existence of a geological major transfer zone of deformation at the latitude of Taitung as proposed by [Malavieille et al., 2002], delimitating the southern limit of a Coastal Range block overthrusting the Central Range to the west and backthrusting onto the Huatung Basin to the East.

The details of the spatial variation along the fault provided by this study should also allow testing the factors controlling the slip behavior, seismic or aseismic. For instance the correlation between shallow creep occurrence and presence of unconsolidated sediments and more particularly the Lichi mélange formation has been proposed by several authors [Angelier et al., 2000, Lee et al., 2006, Hsu et al., 2009].

All presented results proved that it is essential to continue our efforts in the monitoring of the LVF activity to increase the knowledge about thrust fault mechanism



and thus to try to mitigate the hazard associated with large earthquakes. However, a higher temporal frequency of image acquisition is required, as it would enable to increase the accuracy of temporal evolution analysis of interseismic creep, in particular to extract and understand the seasonal variation of creep rates.

### ***Acknowledgments***

*This research was supported by the Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) in the scope of PI 1120001 project. We are grateful to A. Hooper for having developed and permitting use of the "StaMPS" freeware. We sincerely thank Jiang Guo-Chang for his help during our field investigations and M. Peyret for discussions and comments.*

## **4.2.2 Analyse temporelle de la déformation inter-sismique**

Dans la section précédente nous nous sommes principalement intéressés à l'analyse spatiale du glissement inter-sismique des failles de la Vallée Longitudinale et de Luyeh, et l'analyse temporelle n'a été que très peu abordée. À partir des résultats obtenus avec StaMPS, il est également possible de reconstruire la série temporelle des déplacements au niveau de la Vallée Longitudinale. Ainsi, pour chaque date d'acquisition d'une image ALOS, nous pouvons obtenir une mesure de la déformation totale en considérant la première date comme référence de la déformation, à savoir la date du 29 Janvier 2007.

La série temporelle, présentée en Figure 4.16, permet de suivre dans le temps le glissement des failles de la Vallée Longitudinale et de Luyeh. La première chose qui ressort de cette série est l'anomalie présente dès la seconde date (16 Juin 2007), où une partie de la Chaîne Côtière et de la vallée se soulève de 5 à 6 cm en seulement 6 mois à peine. Cette déformation rapide n'est pas due à l'activité tectonique, mais résulte plutôt d'un artefact atmosphérique présent dans l'image ALOS du 16 Juin 2007 et mal corrigé. Cet artefact n'aurait pas dû être considéré comme de la déformation mais être éliminé lors du traitement. Néanmoins, le reste de la série est globalement très bon, on y retrouve progressivement la trace de la faille de la Vallée Longitudinale matérialisée par l'apparition d'un gradient de déformation de plus en plus fort avec le temps. L'activité de la faille apparaît nettement entre le 3 Mai 2008 et le 6 Août 2009, ceci s'explique par

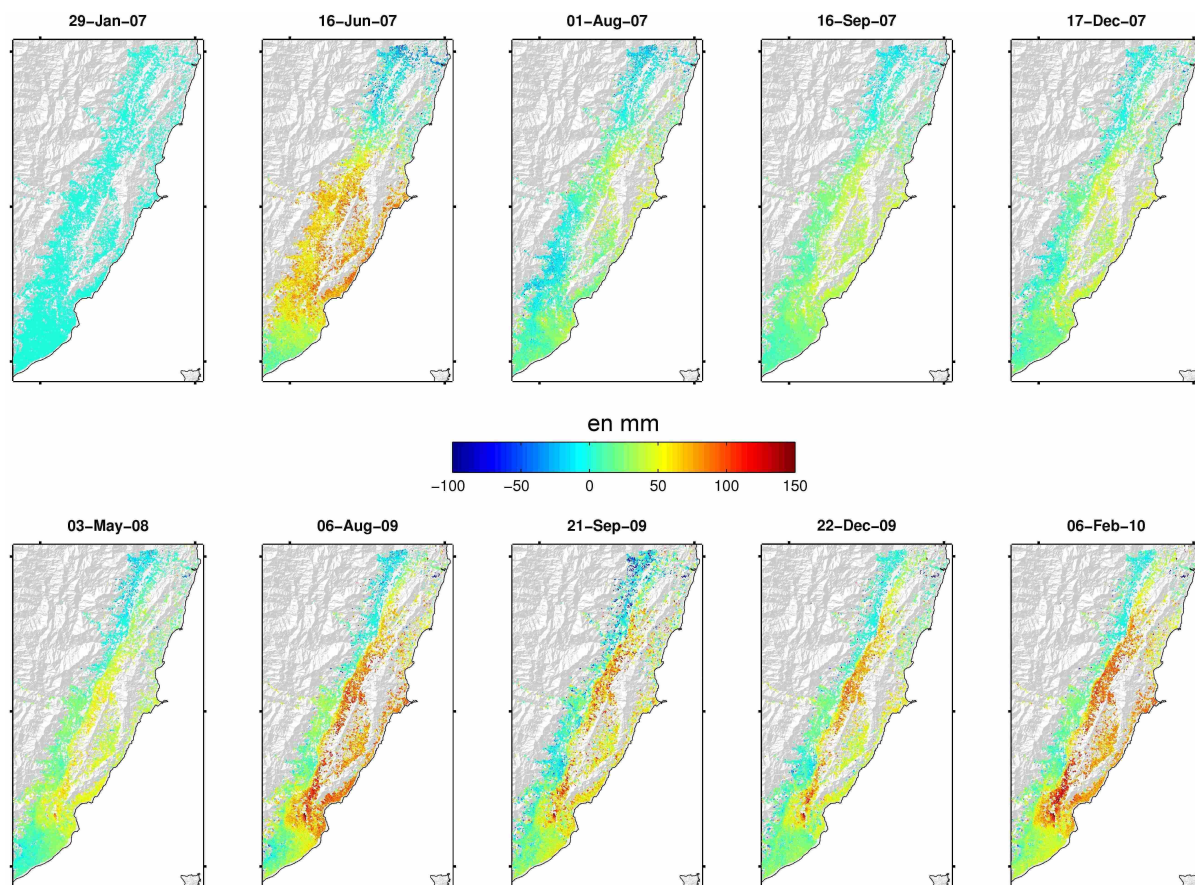


FIGURE 4.16: *Évolution temporelle de la déformation inter-sismique de la partie Sud de la Vallée Longitudinale. Chaque date correspond à une image ALOS. La référence choisie est le 29 Janvier 2007 (déformation zéro).*

un écart temporel supérieur à un an entre ces deux dates. L'autre fait intéressant dans cette série temporelle est la diminution de la déformation entre le 6 Août et 21 Septembre 2009. Son origine n'est pas sismique mais sans doute d'ordre climatique avec le passage du typhon Morakot le 8 Août 2009.

Comme cela a été réalisé à partir de la carte des vitesses moyennes (Figure 4.9) et de la série de profils perpendiculaires à la faille de la Vallée Longitudinale, nous pouvons estimer le glissement inter-sismique cumulé pour chaque date et ce pour tous les profils. Ceci nous permet de connaître le comportement du glissement dans le temps afin d'identifier si la faille glisse de façon exclusivement linéaire ou si une composante non-linéaire y est associée. La Figure 4.17 montre l'évolution temporelle du glissement de la faille de la

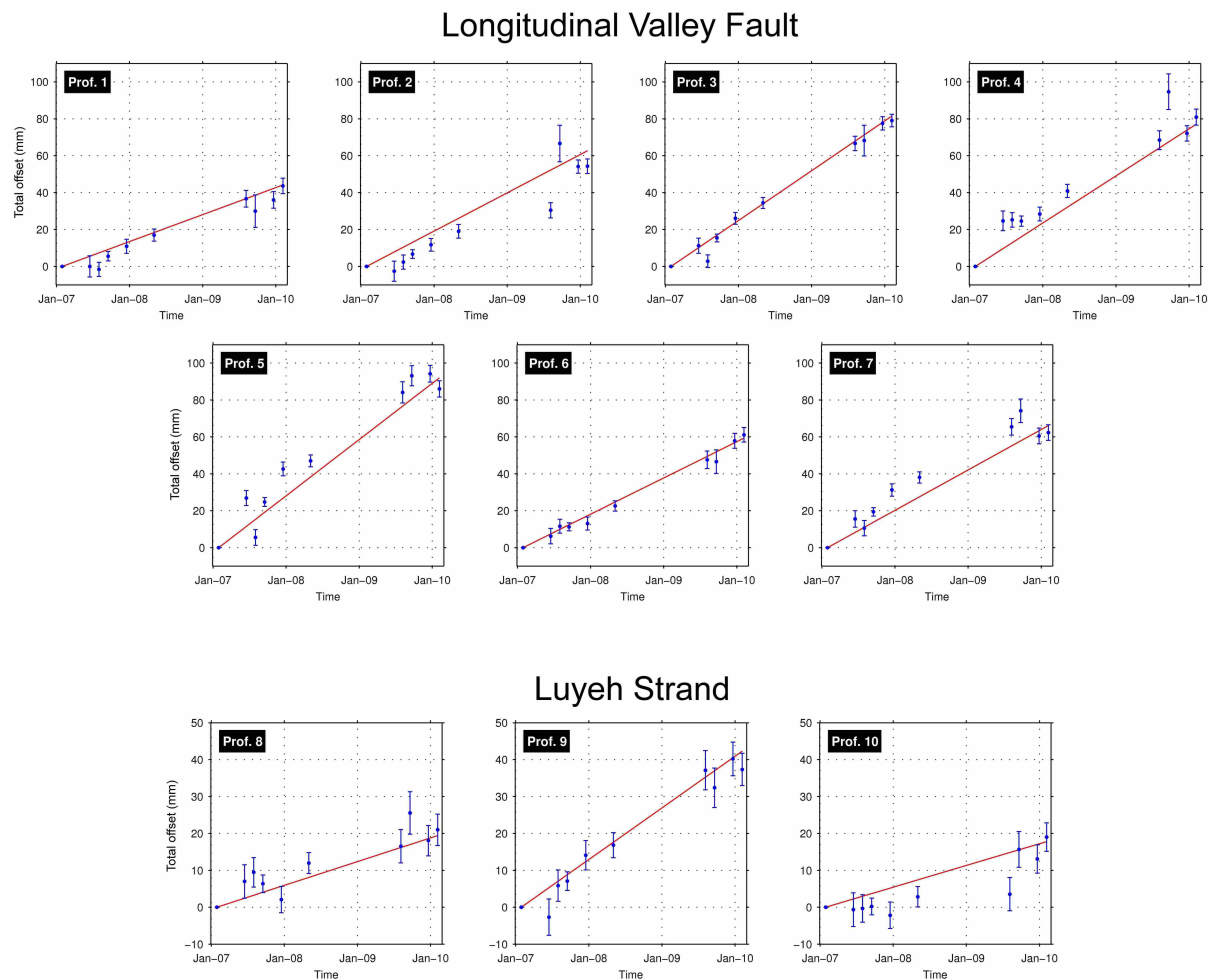


FIGURE 4.17: *Suivi temporel du glissement des failles de la Vallée Longitudinale et de Luyeh. Les profils peuvent être localisés sur les Figures 4.11 et 4.12. Chaque mesure correspond à une date d'acquisition ALOS alors que chaque droite rouge représente .*

Vallée Longitudinale et de la faille de Luyeh pour les profils présentés dans les Figures 4.11 et 4.12. Globalement, le glissement se fait de façon linéaire dans le temps (ligne rouge) pour la faille de la Vallée Longitudinale. En ce qui concerne la faille de Luyeh, le glissement apparaît relativement linéaire mais présente de plus fortes variations de sa composante linéaire que la faille de la Vallée Longitudinale.

Les Figures 4.18 et 4.19 permettent de visualiser de manière simple l'évolution spatio-temporelle du glissement des deux failles (Vallée Longitudinale et Luyeh). Pour chaque graphes, l'axe des abscisses indique les dates des 10 images ALOS et l'axe des ordonnées

représente la valeur du glissement cumulé calculé sur la série de profils perpendiculaires pour chacune des deux failles (équivalent à la latitude). À partir des taux de glissement moyen estimés le long de chacune des deux failles, il est possible de calculer un modèle temporel linéaire du glissement (opération réalisée pour chaque profil). La comparaison pour les deux failles, entre le modèle linéaire calculé et le glissement cumulé estimé à partir de la série temporelle, donne une bonne concordance. Ceci tend à confirmer le fait que le glissement le long des deux failles se fait de manière linéaire (au moins au premier ordre). Les résidus calculés entre ces deux mesures doivent nous renseigner sur la présence d'une éventuelle composante non-linéaire du glissement. Au regard des résidus obtenus (Figure 4.18 et 4.19 graphes c), aucune information ne ressort, seule une grande dispersion des valeurs domine. Le manque de données ALOS apparaît ici comme un obstacle majeur pour la caractérisation fine de la composante non-linéaire du glissement inter-sismique, dont l'existence a déjà été observée sur les données des extensomètres [Lee et al., 2003, Mu et al., 2011].

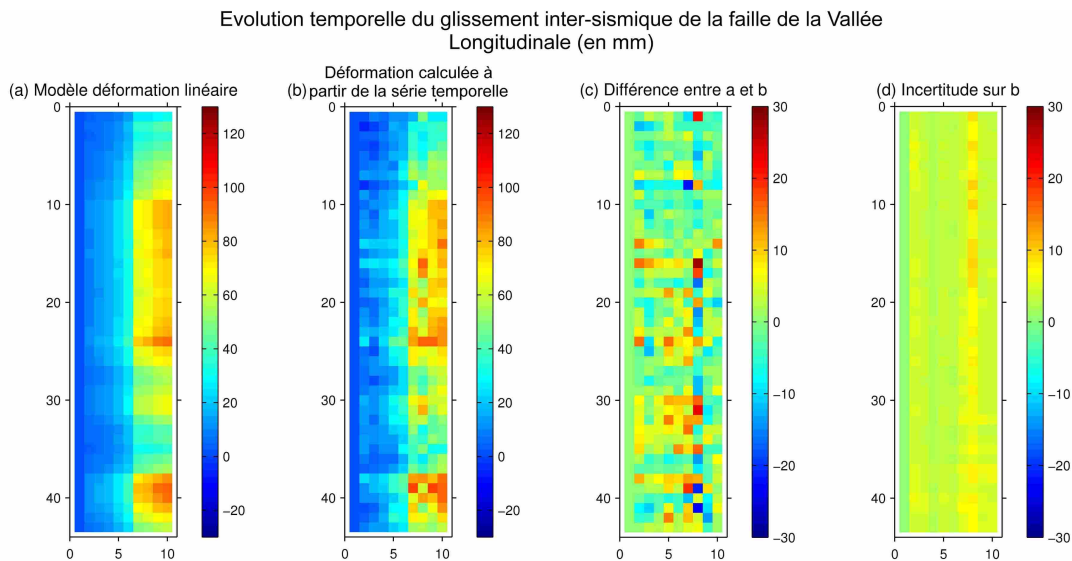


FIGURE 4.18: *Analyse du glissement inter-sismique de la faille de la Vallée Longitudinale.* (a) *Modèle linéaire de glissement calculé à partir des taux de glissement moyen.* (b) *Glissement réel calculé à partir de la série temporelle de la déformation (Figure 4.16).* (c) *Estimation de la composante non-linéaire du glissement à partir a-b.* (d) *Incertitudes liées à la mesure de la déformation réelle (abscisse : date d'acquisition ; ordonnée : profils).*

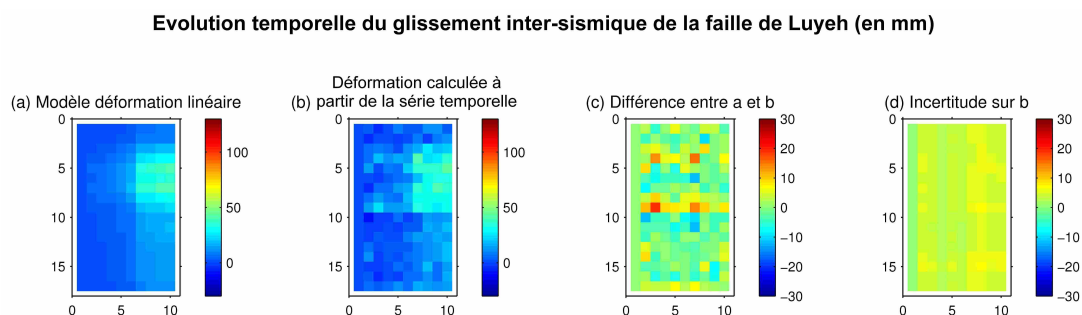


FIGURE 4.19: *Analyse du glissement inter-sismique de la faille de Luyeh.* (a) *Modèle linéaire de glissement calculé à partir des taux de glissement moyen.* (b) *Glissement réel calculé à partir de la série temporelle de la déformation (Figure 4.16).* (c) *Estimation de la composante non-linéaire du glissement à partir de a-b.* (d) *Incertitudes liées à la mesure de la déformation réelle (abscisse : date d'acquisition ; ordonnée : profils).*

### 4.2.3 Campagnes de validation terrain et comparaison des tracés de faille

Les sections précédentes ont permis de démontrer tout l'apport de la méthode des réflecteurs persistants et des données ALOS pour la détection et l'analyse des failles de la Vallée Longitudinale et de Luyeh. L'ensemble de ce travail a permis de localiser avec précision ces deux failles et surtout de caractériser leur comportement spatio-temporel. Dans de la section 4.2.1.3, nous avons présentés des premiers résultats des deux campagnes de validation terrain ainsi que la nouvelle carte des structures actives de la partie Sud de la Vallée Longitudinale. Cette section va permettre de détailler les investigations menées sur le terrain et d'illustrer les déformations rencontrées à proximité des structures actives. La Figure 4.13 permet de localiser ces déformations par rapport à la nouvelle carte des failles.

Lors de ces deux missions, plus de 40 marqueurs de déformations (plus ou moins importantes) sur le terrain ont été identifiés comme pouvant être attribués à la déformation tectonique (Figure 4.20). La Figure 4.21 illustre quelques unes des déformations les plus significatives rencontrées dans la vallée. Les deux premiers sites (1 et 2) correspondent à la faille de Luyeh. Il s'agit de deux déformations de type inverse mais caractérisées par des directions opposées pouvant s'expliquer par la présence d'une déformation de type

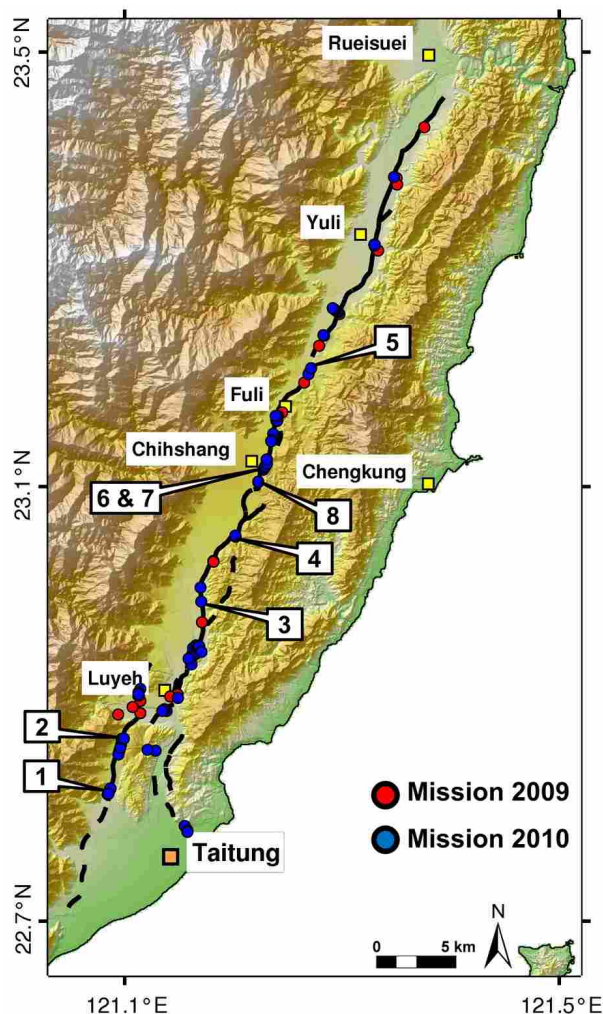


FIGURE 4.20: *Carte des déformations identifiées sur le terrain.* Deux missions de terrain ont été menées en Novembre 2009 (points rouges) et Mai 2010 (points bleus) afin de trouver des traces de déformation proche du nouveau tracé de faille (traits noirs). Les numéros présents sur la carte servent à localiser les zones de déformations présentées en Figure 4.21.

rétro-chevauchement pour le site numéro 2. En ce qui concerne l'ordre de grandeur des déformations, il est inférieur à 3 cm dans les deux cas. La troisième photographie a déjà été examinée lors de la section 4.2.1.3 (voir Figure 4.13), elle correspond à l'importante déformation d'une digue au niveau de la faille de la Vallée Longitudinale. Le mouvement inverse de la faille de la Vallée Longitudinale est parfaitement visible ici, en effet, le niveau supérieur de la digue se soulève en réaction à une forte compression. Il serait intéressant de réaliser des mesures régulières sur cette digue afin d'augmenter le nombre de mesures

terrain le long de la faille (avec par exemple l'installation d'un extensomètre). La quatrième zone de déformation est très semblable à la précédente, avec un mouvement inverse à vergence Ouest, ainsi on observe clairement le soulèvement au sommet de la digue. La cinquième photographie correspond à la déformation d'un mur sans composante inverse apparente. Les zones 6a et 6b sont situées à moins de 10 mètres l'une de l'autre, et sont simplement séparées par une route. De plus, la zone 6a est située plus à l'Est que la 6b. Ces deux endroits ne sont pas affectés par le même type de déformation, l'un présente une déformation inverse avec un léger retro-chevauchement (6a) et le second correspond à une compression ayant fait éclater les murs de part et d'autre de la rivière (6b). Cet agencement Est-Ouest dans les déformations est cohérent avec une première déformation liée au glissement inverse de la faille de la Vallée Longitudinale, et une seconde liée à la collision entre les plaques et à la poussée de la faille.

Les trois dernières photographies illustrent les deux zones, surveillées à l'aide d'extensomètres depuis 1998. La photographie numéro 7 correspond au site de Tapo et les photographies 8a et 8b correspondent au site de Chinyuan. Les traces d'activité tectonique en ces deux endroits y sont très importantes avec dans la cas de Chinyuan une impressionnante série de déformations (inverses et rétro-chevauchantes). Concernant le site de Tapo, le risque principal vient de l'école qui est située sur le passage de la faille (voir le soulèvement du toboggan de la photographie 7).

Les marqueurs de déformation trouvés lors de ces deux missions ont permis de valider la nouvelle carte des structures actives déduite des résultats interférométriques. En certains endroits, la différence entre ce tracé et celui de Shyu et al. (2005) diffère de 500 à 1 000 mètres. Quatre figures de comparaison entre ces deux tracés de failles sont disponibles en annexe et ont déjà été discutées en 4.2.1.3d.

Nous avons choisi de développer dans cette section la zone de Yuli (Figure 4.22) ; il s'agit d'un des endroits où les deux tracés de faille diffèrent comme le montre la photographie aérienne de la Figure 4.22. Le nouveau tracé de faille passe plus à l'Ouest (en grande partie dans le lit de la rivière) contrairement au tracé de Shyu et al. (2005) qui est situé au pied de la Chaîne Côtière. À cet endroit le taux de glissement est proche de 3 cm/an et les résultats interférométriques ne laissent aucun doute quant à la localisation de la faille de la Vallée Longitudinale. Lors des investigations de terrain, des déformations



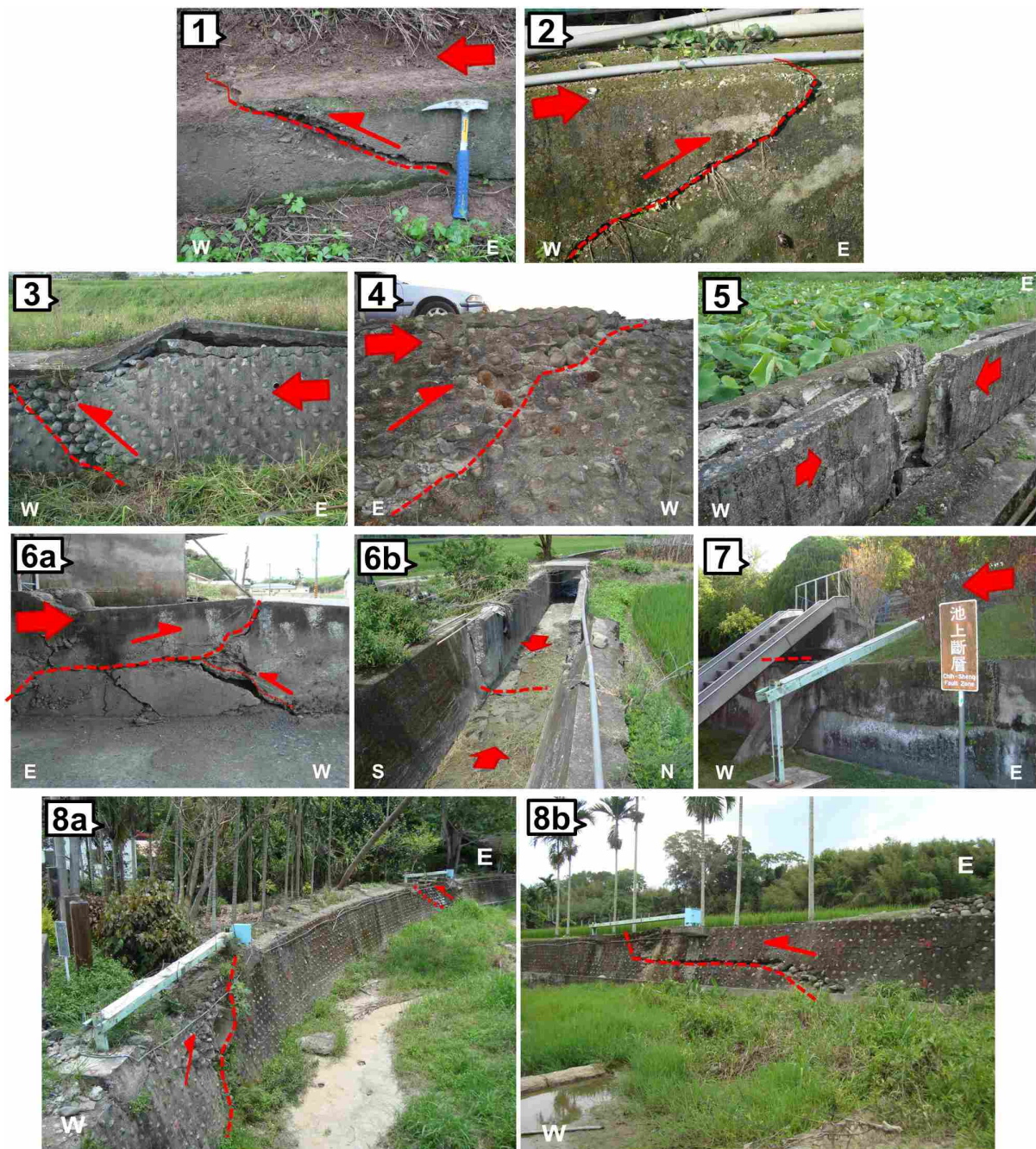


FIGURE 4.21: Analyse des déformations tectoniques observées dans la Vallée Longitudinale. Les numéros situés en haut à gauche de chaque photographie correspondent aux numéros présents sur la Figure 4.20. Les éléments rouges (traits et flèches) représentent les interprétations tectoniques de chaque déformation.

importantes au niveau des deux ponts (P1 et P2) ont été repérées et imputées au glissement inter-sismique de la faille. Ces deux ponts (une piste cyclable et une route) sont favorablement orientés (perpendiculaires à la faille) et présentent un soulèvement de la partie Est au niveau des points P1 et P2, coïncidant parfaitement avec le nouveau tracé de faille. La photographie P1a permet, grâce à la présence de ronds réfléchissants, de mettre en évidence la déformation du pont. En analysant la jonction entre les pylônes proches de la faille, nous avons remarqué la présence d'un écartement au niveau des barrières de sécurité (photographie P1b) engendré par le soulèvement de la partie Est (convexité de la déformation). En ce qui concerne le second pont, la photographie P2a illustre clairement

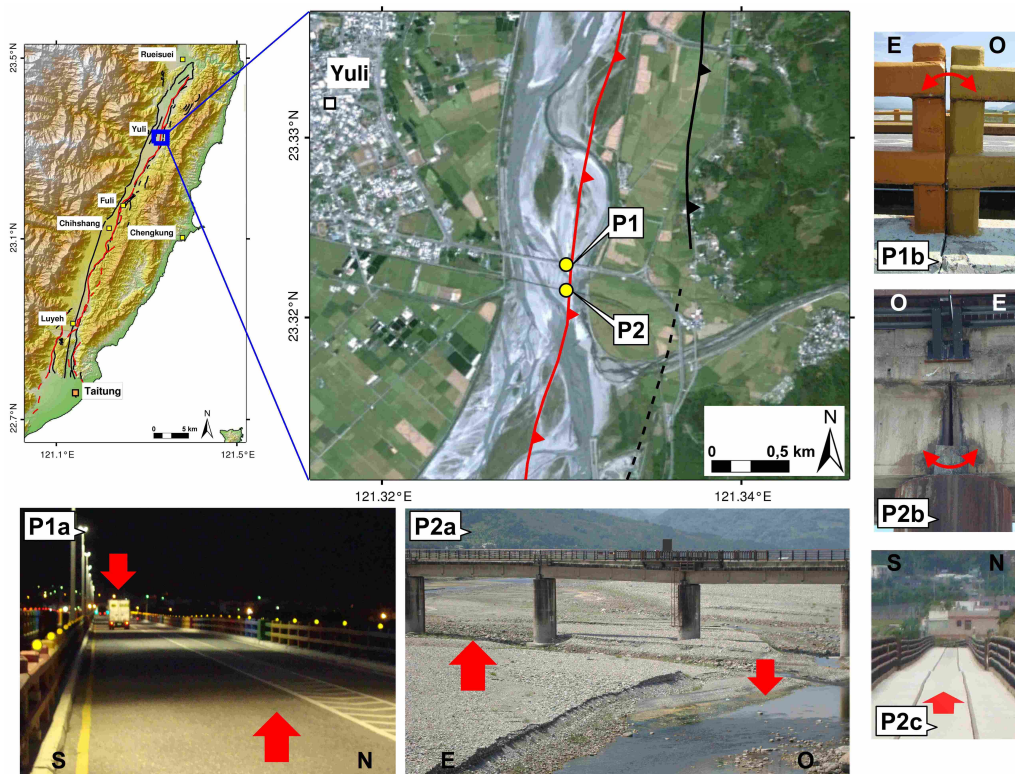


FIGURE 4.22: *Comparaison des tracés de faille et validation terrain : exemple de la zone des ponts de Yuli.* La carte au centre illustre la ville de Yuli à l'Ouest et le début de la Chaîne Côtière à l'Est avec en fond une image Google Earth. Les lignes rouges et noires représentent respectivement notre nouveau tracé de faille et celui de Shyu et al. (2005). Les points P1 et P2 correspondent au deux déformations rencontrées sur le terrain aux niveau des deux ponts traversant la rivière (piste cyclable et route). Les cinq photographies illustrent toutes ces déformations.

le soulèvement de la partie Est par rapport à la partie Ouest (après le troisième pylône en partant de la gauche). Au sommet du pylône, un écartement des blocs de béton supportant la piste cyclable (photographie P2b) peut être observé, causé par le soulèvement de la partie Est (concavité de la déformation). La dernière photographie (P2c) a été réalisée sur le pont, en regardant vers l'Ouest. On y aperçoit une cassure au niveau des lignes noires (c'est une ancienne voie de chemin de fer) indiquant une importante différence de hauteur à ce niveau.

Toutes ces déformations, engendrées par le glissement de la faille de la Vallée Longitudinale, ont permis de confirmer avec une grande certitude ce nouveau tracé de faille. C'est grâce à la présence de structures d'origine anthropique perpendiculaires à la zone de faille qu'ont pu être réalisées ces observations. Des mesures régulières de ces zones de déformations les plus fortes permettraient d'améliorer le suivi spatio-temporel de l'activité inter-sismique de la vallée ainsi que la comparaison avec les autres mesures (GPS, interférométrie radar et nivellement).

#### 4.2.4 Comparaison avec les précédentes études interférométriques

Plusieurs autres études interférométriques ont déjà été menées sur l'île de Taiwan, mais seulement deux concernent la Vallée Longitudinale [Hsu & Bürgmann, 2006, Peyret et al., 2011].

La première, entreprise par Hsu et Bürgmann (2006), a été réalisée à partir de données ERS (en bande C et en orbite descendante) entre 1997 et 2000 avec au final peu d'interférogrammes cohérents. Grâce à une sélection des trois meilleurs interférogrammes, le taux de glissement de la faille de la Vallée Longitudinale entre Rueisuei et Taitung a pu être estimé (à partir de 6 points de mesure seulement). La Figure 4.23a met en avant les différences entre les résultats obtenus dans le cadre de leur étude et ceux obtenus dans le cadre de ce travail de thèse, ainsi que les mesures géodésiques existantes (GPS, nivellement, extensomètres). Afin de calculer un taux de glissement parallèle au plan de faille, Hsu and Bürgmann ont fixé le pendage de la faille à  $45^\circ$  (qui est en réalité supérieur à  $50^\circ$  [Lee et al., 2006]). Lors de notre travail de thèse, aucune hypothèse concernant le



pendage et la variation de la composante décrochante de la faille n'a été faite (cela fera l'objet d'un prochain travail). Cependant, compte-tenu de la configuration d'acquisition du radar PALSAR dont l'angle d'incidence est de  $34,3^\circ$  et en orbite ascendante, il est possible de comparer au premier ordre ces deux études (la ligne de visée du radar PALSAR étant presque parallèle au plan de faille). D'un point de vue général, les taux de glissement obtenus par Hsu et Bürgmann sont légèrement plus élevés que ceux estimés avec les données ALOS (d'environ 20%). On retrouve l'augmentation de l'activité inter-sismique entre Rueisuei et Yuli, suivie d'un palier entre Yuli et Fuli (avec un maximum

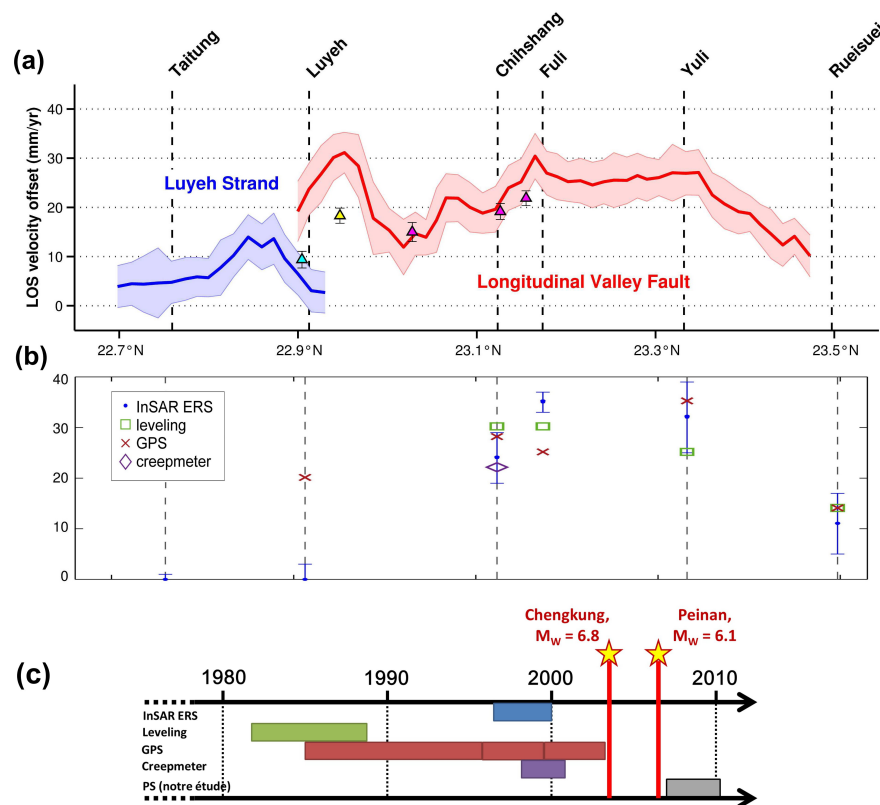


FIGURE 4.23: *Comparaison des taux de glissement estimés à partir des données ALOS et à partir des données ERS (étude de Hsu and Bürgmann (2006)). (a) Évolution spatiale du taux de glissement de la faille de la Vallée Longitudinale calculé lors de notre étude (période d'étude : 2007-2010). (b) Évolution spatiale du taux de glissement calculé par Hsu and Bürgmann (2006) (période d'étude : 1997-1999). (c) Frise chronologique des données utilisées lors des deux études présentées précédemment [Hsu & Bürgmann, 2006, Champenois et al., 2011b].*

proche de Fuli). Entre Chihshang et Luyeh, le manque de points de mesure rend la comparaison entre les deux études très délicates. Près de Luyeh, le taux de glissement estimé à partir des données ERS est proche de zéro (alors que le GPS indique 20 mm/an) contre 24 mm/an pour notre étude avec ALOS (Figure 4.23b).

La différence dans la période d'étude est une des explications possibles (Figure 4.23c). En effet, deux évènements sismiques majeurs (Chengkung en 2003 et Peinan en 2006) séparent les deux études, ce qui a vraisemblablement eu un impact sur la cinématique de glissement de la faille ; cela a d'ailleurs été observé sur les mesures des extensomètres avant et après le séisme de Chengkung, avec une accélération de la vitesse moyenne de glissement de l'ordre de 0,2 à 0,5 mm/an [Mu et al., 2011]. Les différences dans les données radar (bande C et bande L) et dans la méthodologie interférométrique utilisée (interférométrie différentielle et réflecteurs persistants), peuvent aussi être des facteurs expliquant ces disparités. Si l'on compare maintenant nos résultats avec les autres mesures de la Figure 4.23c, nous obtenons des taux très similaires aux mesures GPS, particulièrement dans la zone de Luyeh. Toutefois, il est difficile de faire une analogie de qualité entre l'étude ALOS qui compte plus de 40 points de mesure et les mesures fournies par Hsu and Bürgmann (2006) basées dans le meilleur des cas sur 6 points seulement. La comparaison est possible localement mais reste difficile sur les 35 km de ce segment de la faille de la Vallée Longitudinale.

La deuxième étude interférométrique sur l'activité inter-sismique de la faille de la Vallée Longitudinale est celle réalisée par Peyret et al. (2011) avec notre collaboration. Il s'agit d'une étude basée sur la technique des réflecteurs persistants avec des données ERS en orbite ascendante et descendante. La comparaison qui va suivre, entre le travail avec les données ALOS et l'étude de Peyret et al. (données ERS), en est à un stade préliminaire et demandera à être approfondie par la suite. Seuls les résultats en orbite ascendante sont pris en compte dans cette comparaison car ils correspondent à des configurations orbitales identiques. Pour leur étude, Peyret et al. ont utilisé une série de 11 images ERS couvrant une période de 3 ans, entre Octobre 1993 et Juin 1996 (les résultats obtenus avec ERS sont disponibles en annexe). Au total, environ 19 000 points persistants ont été identifiés lors du traitement des données ERS, soit près de quatre fois moins que le nombre de points persistants que nous avons obtenus avec les données ALOS (plus

de 73 000 points persistants). La Figure 4.24 permet de comparer quantitativement et qualitativement les deux études. Pour cela, trois zones de la Vallée Longitudinale ont été sélectionnées présentant des occupations du sol différentes (urbain, rural et mixte).

La première zone correspond à la ville de Taitung (à la terminaison Sud de la vallée). Avec une très forte urbanisation, cette zone d'une surface de 16 km<sup>2</sup> comporte un grand nombre de réflecteurs persistants. Concernant le nombre de points de mesure, l'étude "ALOS" compte 4,5 fois plus de points de mesures que l'étude "ERS". Les réflecteurs persistants identifiés avec les données ERS sont localisés exclusivement au niveau de la ville de Taitung et on ne trouve quasiment aucun point dans le coin haut droit, petite zone de végétation (le coin bas droit correspond à l'Océan Pacifique). Pour ce qui est de l'étude "ALOS", les points de mesures sont très denses au niveau de Taitung et ses alentours. Le contraste entre les densités de points de mesures "ALOS" et "ERS" est très important. Cependant, l'analyse de l'incertitude semble indiquer que les résultats ERS sont meilleurs, avec une incertitude moyenne de l'ordre de 2-3 mm, contre 4-5 mm pour les résultats ALOS, ce qui reste acceptable néanmoins.

La seconde zone choisie est la ville de Chihshang et ses alentours, couvrant une surface de 25 km<sup>2</sup> ; elle présente une occupation du sol de type rural : avec la présence de la petite ville de Chihshang, une très forte agriculture (sur la partie Ouest), et une zone montagneuse (correspondant au début de la Chaîne Côtière, sur la partie Est). La différence de nombre de points pour cette zone y est moins importante que pour celle de Taitung avec 2,7 fois plus de points pour ALOS que pour ERS. Les réflecteurs persistants sont repartis de manière uniforme pour les résultats "ALOS" avec de très nombreux points au sein même de la Chaîne Côtière et de la vallée. À l'inverse, les réflecteurs persistants provenant de l'étude "ERS" sont localisés au niveau des zones d'habitations avec un nombre de points quasi-nul dans la Chaîne Côtière. Cette absence de points de mesure dans les résultats ERS est un problème important si l'on souhaite estimer l'activité inter-sismique de la faille de la Vallée Longitudinale, car les déplacements du bloc Est de la faille sont difficiles à mesurer (mal contraints par rapport au bloc Ouest). Comme pour la zone de Taitung, l'incertitude sur les mesures est cependant plus faible pour les résultats "ERS" que pour les résultats "ALOS".

La dernière zone d'étude correspond à la commune de Yuli (d'une surface de 12 km<sup>2</sup>),

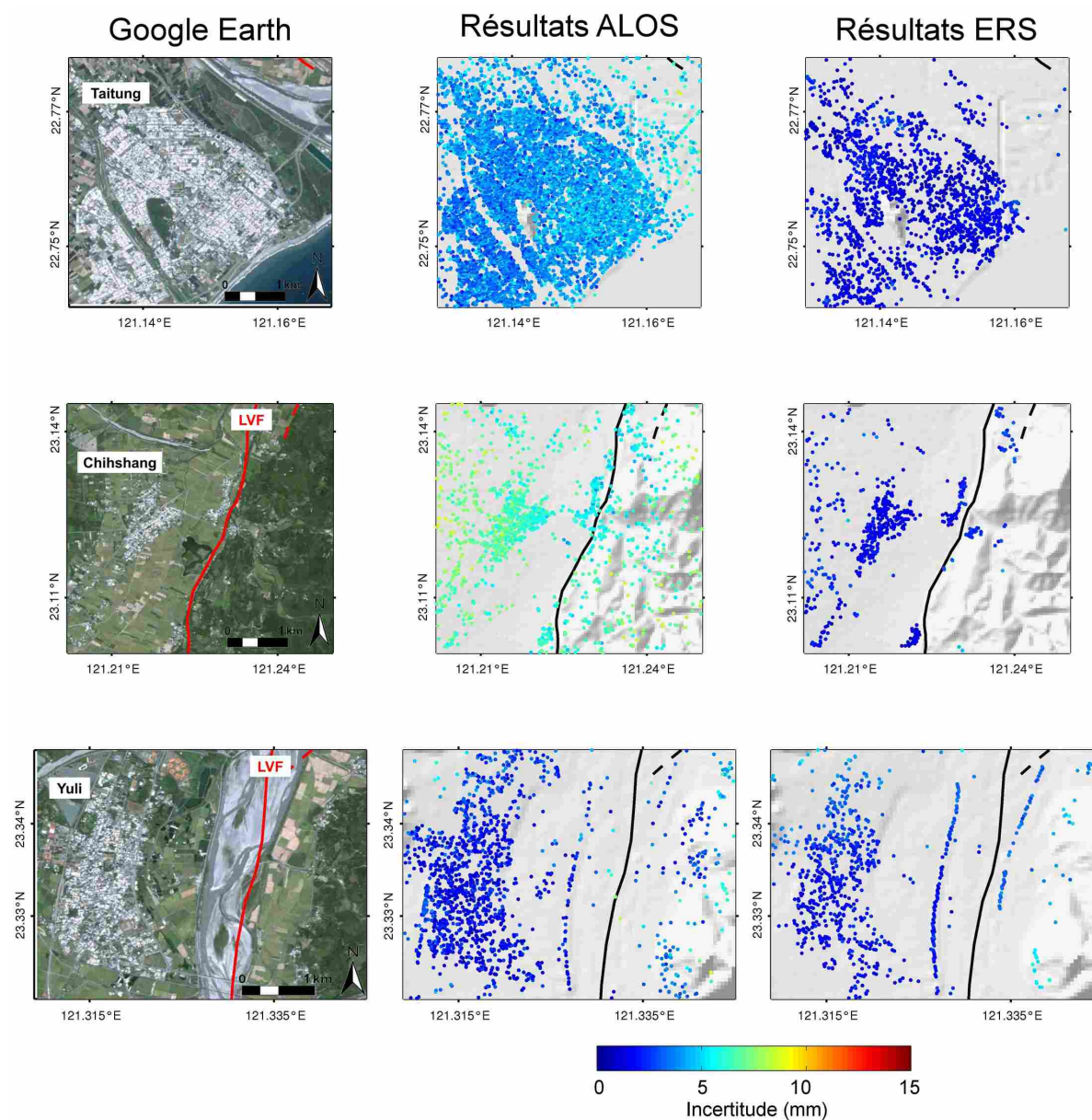


FIGURE 4.24: *Comparaison des études par réflecteurs persistants ALOS et ERS. Trois zones ont été sélectionnées pour cette comparaison : Taitung (milieu urbain), Chihshang (milieu rural) et Yuli (milieu mixte). La première colonne correspond à une vue aérienne de chaque zone provenant de Google Earth. La seconde et la troisième colonne correspondent respectivement aux résultats obtenus sur des réflecteurs persistants ALOS et ERS. La couleur des points de mesure indique l'incertitude sur la mesure de la vitesse moyenne (en mm). Les lignes rouges et noires illustrent notre nouveau tracé de la faille de la Vallée Longitudinale (LVF).*



TABLE 4.1: *Tableau comparatif entre les études "ALOS" et "ERS" [Peyret et al., 2011]. Nb. Pts : nombre de réflecteurs persistants ; D : densité de points par kilomètre carré ; F : facteur multiplicatif entre le nombre de points ERS et ALOS.*

Zone	ALOS		ERS		F
	Nb. Pts	D (pts/km <sup>2</sup> )	Nb. Pts	D (pts/km <sup>2</sup> )	
<b>Taitung</b>	7834	489	1739	108	4,5
<b>Chihshang</b>	1429	57	537	21	2,7
<b>Yuli</b>	1410	117	787	65	1,8

qui est divisée en deux espaces : un fortement urbanisé à l'Ouest et un rural à l'Est (séparés par une rivière et la faille de la Vallée Longitudinale). Le nombre de points de mesure obtenus avec l'étude "ALOS" est ici seulement 1,8 fois supérieur à ceux de l'étude "ERS". Comme pour la zone précédente, la Chaîne Côtière (à l'Est) comporte un nombre de réflecteurs persistants "ERS" très faible. En ce qui concerne l'incertitude sur les mesures, elle est identique dans les deux cas.

Le Tableau 4.1 résume les principales caractéristiques (nombre de points de mesure, densité, facteur multiplicatif) des études "ALOS" et "ERS" pour les trois zones présentées par la Figure 4.24. Cette brève comparaison souligne une fois de plus l'apport des données ALOS (en bande L) dans les zones à forte végétation pour l'obtention d'un grand nombre de points de mesure. Malgré une incertitude globalement plus élevée par rapport aux résultats ERS (le nombre d'images radar utilisées lors du traitement par la méthode des réflecteurs persistants entre aussi en compte dans la mesure de l'incertitude), la plus grande densité de points obtenue au sein de la Vallée Longitudinale et de la Chaîne Côtière avec les données ALOS offre la possibilité d'estimer le taux de glissement de la faille de la Vallée longitudinale de manière continue. Bien entendu, les critères de sélection (seuillage de la dispersion d'amplitude et de la mesure de la stabilité de la phase) définis lors du traitement des données radar par la technique PS ont une influence sur le nombre de points de mesure obtenus à la fin du traitement.

La Figure 4.25 présente quatre profils perpendiculaires aux failles de la Vallée Longitudinale (LVF) et de Luyeh (LuS). Le long de chaque profil ont été projetées les valeurs

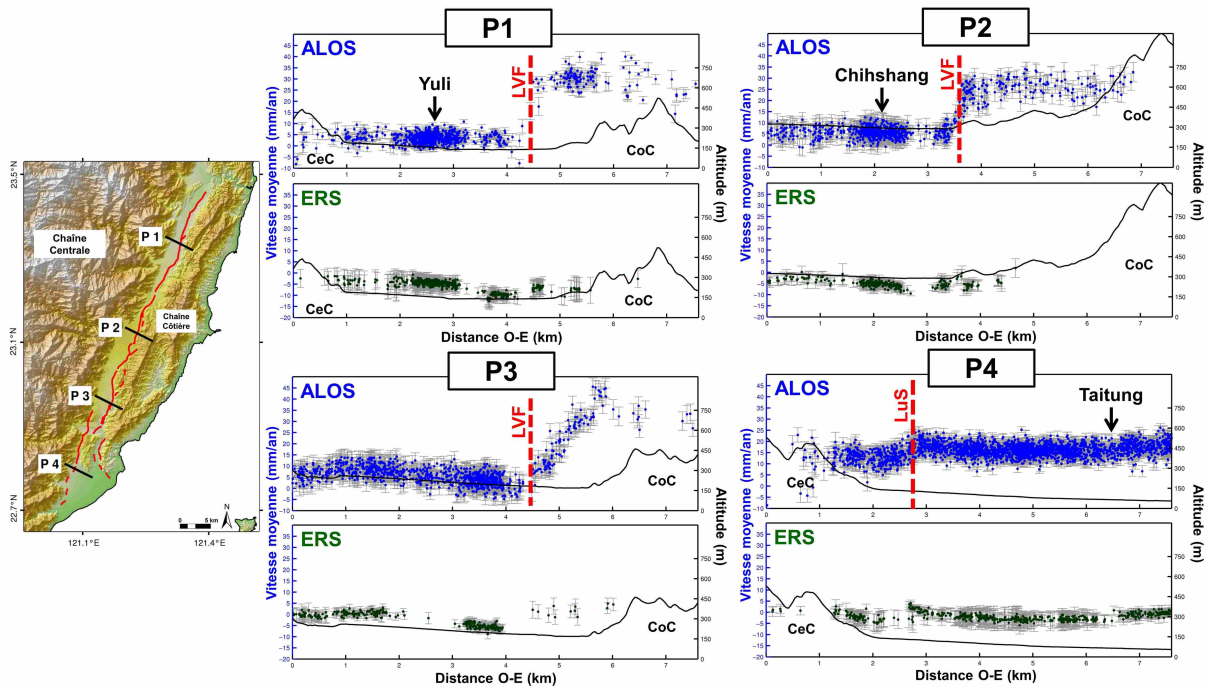


FIGURE 4.25: Série de profils perpendiculaires à la faille de la Vallée Longitudinale à partir des études "ALOS" et "ERS". Les profils bleus et verts correspondent respectivement au réflecteurs persistants "ALOS" et "ERS" [Peyret et al., 2011]. La topographie le long de chaque profil est matérialisée par une ligne noire. Les failles sont représentées par des traits pointillés rouges. LVF : faille de la Vallée Longitudinale ; LuS : faille de Luyeh ; CeC : Chaîne Centrale ; CoC : Chaîne Côtière.

des vitesses moyennes des PS (en bleu pour ALOS et en vert pour ERS) présents dans une zone de 200 mètres autour de chaque profil. On remarque tout de suite la faible amplitude des déplacements enregistrés par les PS "ERS" comparativement aux PS "ALOS". Pour les profils P1 et P2, situés respectivement à Yuli et Chihshang, il est très difficile de percevoir l'activité inter-sismique de la faille de la Vallée Longitudinale dans les profils "ERS", contrairement aux profils ALOS. Pour le profil P3, il est possible d'estimer le taux de glissement pour les deux études, mais ceux-ci diffèrent de plus de 20 mm/an. Malgré cette différence, la localisation de la faille reste identique. Le dernier profil (P4) traite de l'activité de la faille de Luyeh, et ici les taux de glissement mesurés sont semblables, de l'ordre de 5-7 mm/an. L'ensemble de ces profils permet de mettre en avant les importantes disparités mesurables entre les résultats "ERS" (entre 1993 et 1996) et "ALOS" (entre 2007 et 2010) concernant l'activité inter-sismique de la faille de la Vallée

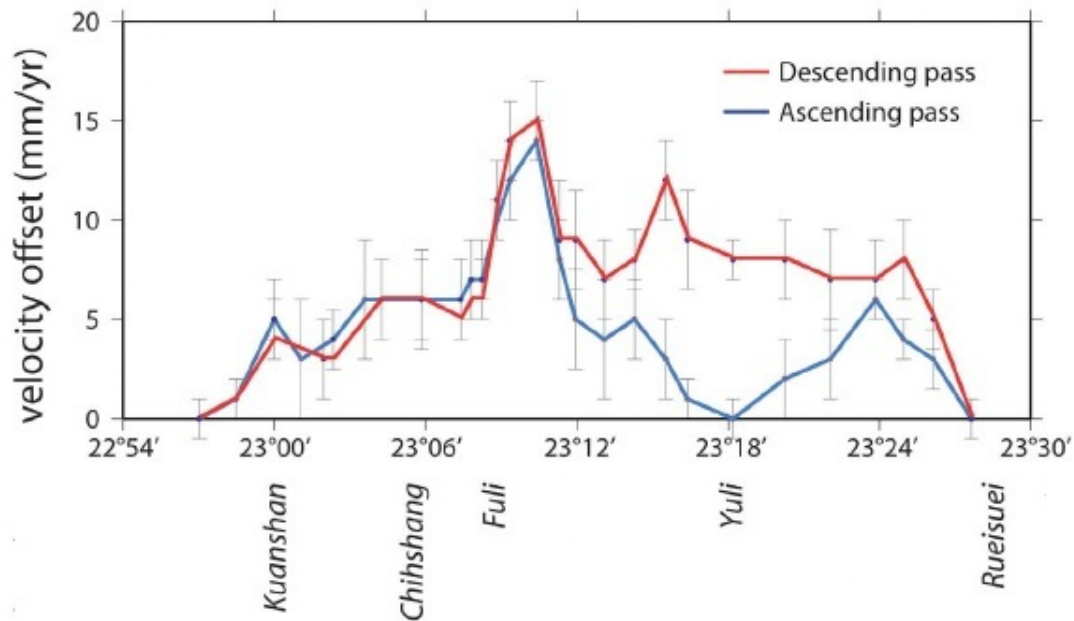


FIGURE 4.26: *Évolution spatiale du taux de glissement de la faille de la Vallée Longitudinale en ligne de visée du radar à partir de données ERS d'après Peyret et al., 2011. Les courbes rouges et bleues correspondent respectivement aux données ERS en orbite descendante et ascendante. Les incertitudes liées à chaque point de mesure sont représentées en gris.*

Longitudinale. La Figure 4.26 décrit l'évolution spatiale du taux de glissement mesuré le long de la faille de la Vallée Longitudinale entre Rueisuei et Taitung. Si l'on compare cette courbe (bleue pour l'orbite ascendante) avec notre courbe présente sur Figure 4.23a, on retrouve toutes les dissemblances observées lors de l'analyse des profils (Figure 4.25), avec la zone de Yuli présentant le désaccord le plus important. Peyret et al. (2011) explique l'absence de glissement à Yuli par la présence d'une déformation quasi exclusivement décrochante qui ne serait pas visible sur les résultats interférométriques, l'interférométrie radar étant peu sensible aux déplacements horizontaux.

La comparaison avec les précédentes études interférométriques a permis de faire concorder en grande partie l'étude "ALOS" avec celle de Hsu et Bürgmann (2006) mais aussi de mettre en évidence certaine discordance en ce qui concerne l'évolution spatiale du taux de glissement avec Peyret et al. (2011). Une comparaison plus poussée est à l'étude et sera réalisée par la suite.

### 4.2.5 Analyse des terrasses de Pingting

À partir de la carte des vitesses moyennes PS obtenue précédemment (Figure 4.9), une étude locale des terrasses de Pingting, situées au nord de la ville de Luyeh (Figure 4.27a), a été réalisée. Shyu et al. (2008) définissent cet endroit comme une signature spécifique de la faille de la Vallée Longitudinale avec une succession de deux terrasses orientées Nord-Sud, avec un escarpement vers l'Ouest. Une autre hypothèse existe et provient de la carte tectonique établie par le Central Geological Survey en 2006 (trait noir de la Figure 4.27a). D'après cette carte, la faille de la Vallée Longitudinale serait localisée à l'Est des terrasses de Pingting. À notre avis, cette hypothèse est très peu probable, nous avons privilégié durant cette étude la carte établie par Shyu et al. (2008) que nous essaierons par la suite de valider à l'aide des résultats interférométriques. Entre chaque terrasse se trouve une

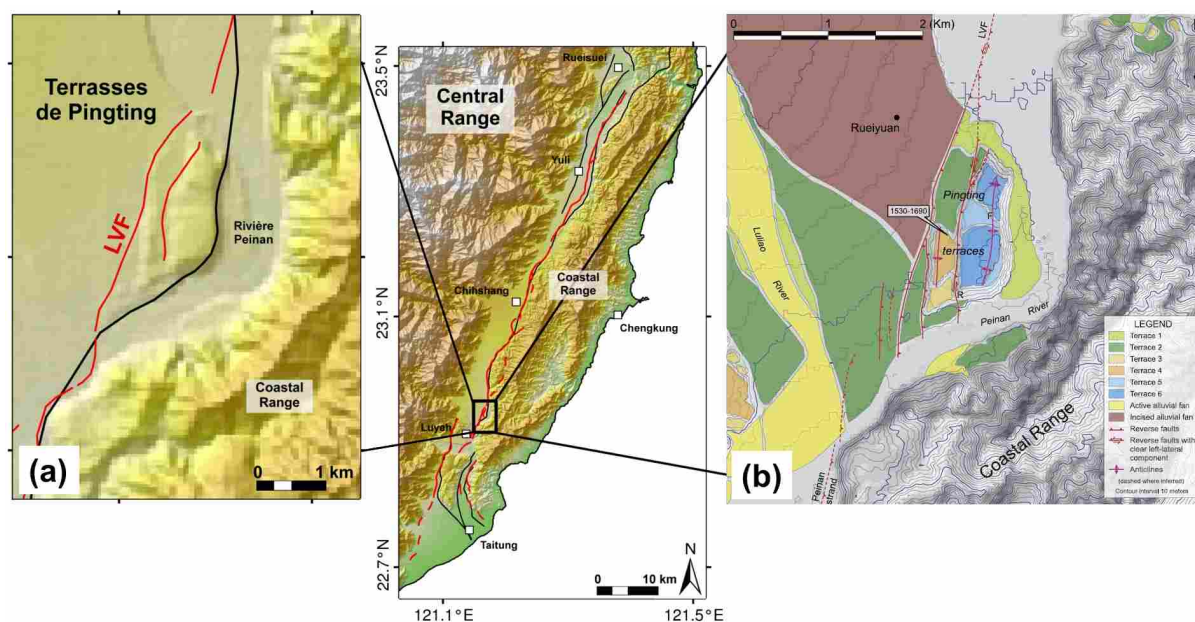


FIGURE 4.27: *Localisation, tectonique et géomorphologie des terrasses de Pingting.* Le cadre noir présent sur la carte de gauche permet de situer les cartes (a) et (b). (a) Topographie des terrasses de Pingting obtenue à partir d'un ombrage du MNT à 40 m. Les traits rouges et noirs représentent respectivement notre nouveau tracé de la faille de la Vallée Longitudinale (LVF) et celui du Central Geological Survey Taiwan (édition 2006). (b) Carte géomorphologique et tectonique des terrasses de Pingting d'après Shyu et al., (2008). Les traits rouges représentent les structures tectoniques et les traits violets matérialisent les axes des anticlinaux.

faille inverse avec par endroit une composante décrochante sénestre. Le lit abandonné de la rivière Luliao (polygone jaune, Figure 4.27a) borde l'escarpement Occidental des terrasses. Shyu et al. (2008) interprètent les terrasses de Pingting comme des terrasses fluviales liées à d'anciens lits de la rivière Peinan qui se seraient soulevés le long des deux failles principales. Les terrasses de Pingting sont situées sur le toit de la faille (partie Est), la différence d'altitude entre la vallée et la première terrasse est d'environ 8 m contre 20 entre la seconde et la première (la plus à l'Est). À partir de la datation des différentes terrasses et des différences d'altitudes entre ces dernières, Shyu et al. (2008) ont estimé la vitesse de soulèvement de la première terrasse à 12,5 mm/an contre 15,6 mm/an pour la seconde. En considérant un pendage de  $70^\circ$  vers l'Est (valeur définie par une observation sur le terrain à proximité de la terminaison Sud des terrasses de Pingting, voir point R de la Figure 4.27b), on obtient un taux de glissement général le long de la faille de l'ordre de 30 mm/an [Shyu et al., 2008]. À partir des résultats PS ALOS, nous avons essayé de localiser et quantifier les déplacements inter-sismiques au niveau des différentes structures actives entourant les terrasses de Pingting.

La carte des vitesses moyennes entre 2007 et 2010 est présentée en Figure 4.28. La densité de points de mesure est très satisfaisante, avec une répartition relativement homogène, autorisant une bonne estimation des taux de glissements. Concernant la carte des incertitudes liées aux vitesses moyennes (Figure 4.28), on remarque que la partie Est, composée principalement de la Chaîne Côtière, montre des incertitudes élevées comprises entre 4 et 7 mm, comparativement au reste de la carte. Les résultats PS affichent clairement une succession de deux discontinuités au niveau des terrasses de Pingting. D'Ouest en Est, la Vallée Longitudinale présente d'abord une vitesse de déplacement quasi-nulle, puis on observe un saut caractéristique de la première terrasse avec une vitesse proche de 7 à 8 mm/an, suivi de la seconde terrasse avec une vitesse comprise entre 20 et 22 mm/an. Les résultats interférométriques indiquent très clairement que plusieurs structures présentent une activité tectonique à l'heure actuelle au niveau des terrasses de Pingting (les deux failles séparant les terrasses pour la période entre 2007 et 2010).

Pour mieux visualiser et mesurer les déplacements de chaque marche, une série de 5 profils perpendiculaires aux terrasses de Pingting a été réalisée et sur lesquels les vitesses moyennes des PS présents 200 m autour de chaque profil ont été projetées (Figure 4.29).

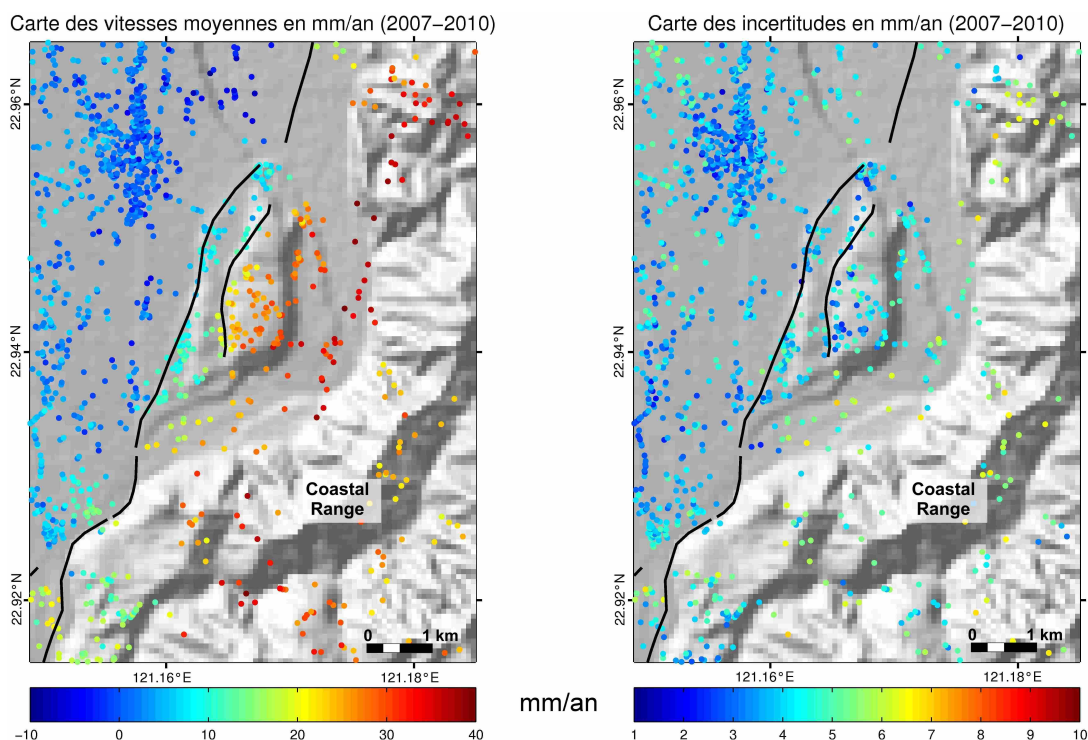


FIGURE 4.28: *Cartes des vitesses moyennes et des incertitudes sur les réflecteurs persistants calculées à partir des données ALOS entre 2007 et 2010. La carte de gauche correspond aux déplacements mesurés en ligne de visée (en mm/an). La carte de droite correspond à la carte des incertitudes sur la mesure des vitesses pour chaque réflecteur persistant.*

Le profil 1 est le seul qui ne traverse pas les terrasses de Pingting, il permet juste d'estimer l'activité de la faille de la Vallée Longitudinale avant qu'elle ne se divise en deux failles au niveau de Pingting (environ 30 mm/an). Sur le Profil 2, situé au commencement Nord des terrasses de Pingting, on peut d'ores et déjà identifier la position des deux failles avec néanmoins une précision moyenne (plus ou moins 600 mètres). Nous avons choisi de nommer ces deux failles suivant leur localisation géographique : Ouest (FO) et Est (FE). Sur les Profils 3 et 4, qui coupent les terrasses de Pingting d'Ouest en Est, les réflecteurs permanents illustrent parfaitement l'activité (soulèvement) des deux terrasses de Pingting. Le Profil 5, situé à la terminaison Sud des terrasses, illustre la fin des failles Ouest et Est ; la déformation y est très diffuse sur plus de 800 mètres mais aucun saut brusque n'est observable dans les vitesses moyennes. Cette série de profils nous permet de localiser et visualiser très précisément l'activité des deux failles encadrant les terrasses



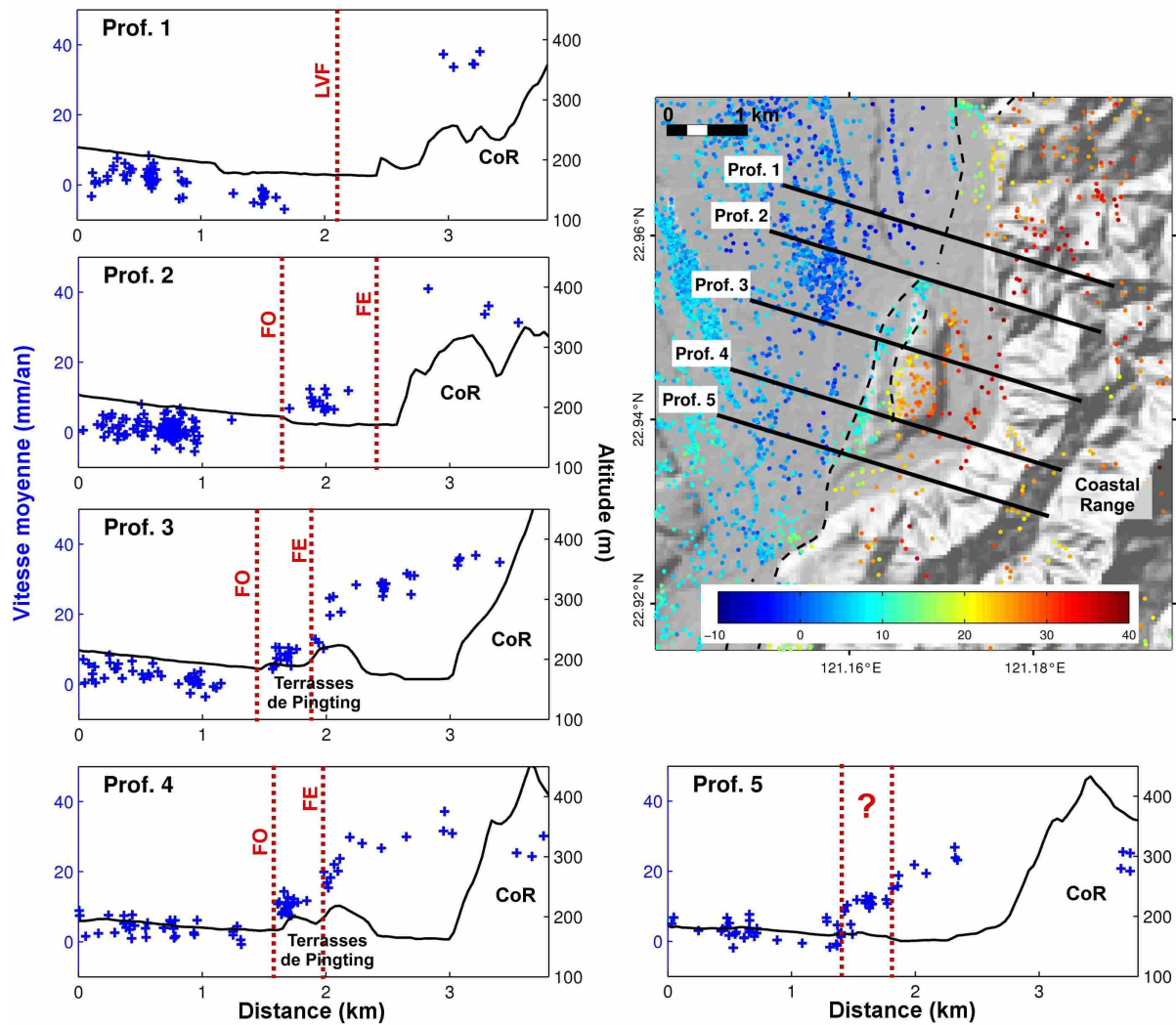


FIGURE 4.29: Série de profils des réflecteurs persistants perpendiculaires aux terrasses de Pingting. La carte en haut à droite permet de localiser les cinq profils réalisés. Pour chaque profil, les points bleus représentent les réflecteurs persistants sélectionnés. La ligne noire illustre la topographie le long du profil (extraite du MNT à 40 m). LVF : faille de la Vallée Longitudinale ; FO : faille Ouest ; FE : faille Est ; CoR : Chaîne Côtière.



de Pingting. Afin d'estimer le glissement inter-sismique pour chacune des deux failles, nous avons utilisé les Profils 3 et 4 en séparant les réflecteurs en trois parties : la Vallée, la première et la seconde terrasses. Cela nous a permis d'obtenir pour chaque profil une valeur de glissement pour chacune des deux terrasses. Nous avons moyenné ces valeurs afin de réaliser une synthèse de l'activité tectonique des terrasses de Pingting.

La carte de la Figure 4.30 résume les taux de glissements des deux failles estimés à partir des résultats PS. La faille Ouest glisse en moyenne de 7,3 mm/an contre 19,9 mm/an pour la faille Est par rapport à la vallée (ceci donne un taux de glissement de 12,6 mm/an pour la faille Est par rapport à la faille Ouest). Nous avons la chance d'avoir une station GPS située au sommet de la seconde terrasse, ce qui nous a permis de réaliser une comparaison entre l'étude "ALOS" et la station ERPN. La vitesse de la station GPS, projetée sur la ligne de visée du radar, indique une vitesse de soulèvement de 19,48 mm/an contre 19,9 mm/an estimée par l'étude "ALOS" (glissement cumulé des failles Ouest et Est). La concordance entre notre mesure par interférométrie et la mesure GPS est excellente avec une différence de 0,45 mm/an, ce qui apparaît négligeable devant

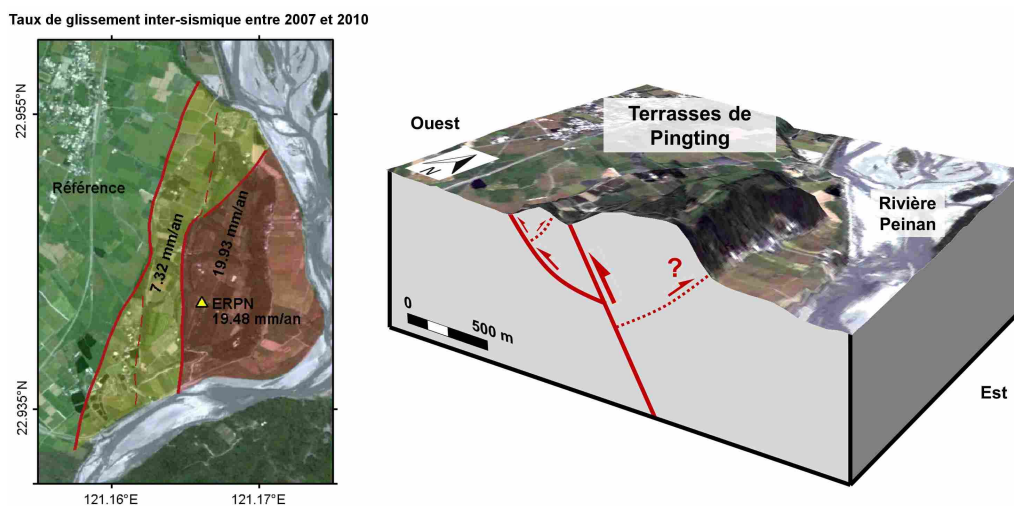


FIGURE 4.30: *Synthèse de la tectonique active des terrasses de Pingting.* La carte de gauche est une synthèse des différentes zones importantes composant les terrasses de Pingting (vert : Vallée Longitudinale ; jaune : première terrasse ; rouge : seconde terrasse). Les traits rouges représentent les différentes failles localisées autour des terrasses. Le triangle jaune correspond à la station GPS (ERPN). Le bloc diagramme de droite correspond à notre interprétation en tectonique des terrasses de Pingting.

une incertitude sur la mesure proche de 3 mm/an. Cette comparaison permet de valider le taux de glissement total, sans pouvoir cependant confirmer la décomposition du taux de glissement (7,3 + 12,6 mm/an).

Cependant, cette étude est en contradiction avec les évaluations réalisées par Shyu et al. (2008) qui avaient estimé un taux de glissement total de l'ordre de 30 mm/an (soit près de 30% supérieur aux mesures géodésiques). La méthode des réflecteurs persistants apparaît alors comme très efficace dans cette zone, de par sa précision et la densité de points de mesure obtenue. Toute cette étude nous a conduit à réaliser un bloc diagramme synthétique (Figure 4.30) comportant une succession de deux failles inverses (division de la faille de la Vallée Longitudinale en deux) se rejoignant en profondeur, et d'un hypothétique retro-chevauchement situé à l'Est des terrasses de Pingting (reprenant ainsi la carte tectonique du Central Geological Survey). Au niveau de la première terrasse, nous pensons qu'il existe un faible retro-chevauchement qui expliquerait l'aspect concave observé sur la topographie.

Après avoir discuté de la répartition spatiale de la déformation, il est important d'aborder l'aspect temporel. Pour ce faire, nous avons utilisé la Figure 4.31 qui fournit la série temporelle des déplacements issue du traitement interférométrique PS des données ALOS. Sur cette série de neuf dates, on observe très nettement l'augmentation de la déformation à l'Est de la vallée, avec au final d'importantes démarcations entre les deux terrasses de Pingting. La seule anomalie apparente dans cette série survient entre le 6 Août et le 22 Décembre 2009, avec une déformation globalement négative sur toute la zone d'étude (subsidence). L'une des explications possible est la présence d'un artefact atmosphérique qui n'a pas été totalement éliminé sur l'une des deux dates, surtout lorsque l'on sait que Taiwan a été frappé le 8 Août 2009 par le typhon Morakot. L'intérêt de cette étude temporelle est de suivre plus en détail le comportement des failles Ouest et Est (composante linéaire, variation saisonnière). Pour cela, comme pour l'estimation des taux de glissement moyen des deux failles, les Profils 3 et 4 ont été utilisés sur toute la série temporelle (Figures 4.29 et 4.31). La Figure 4.32 illustre l'évolution temporelle du glissement avec en jaune la faille Ouest et en rouge la faille Est que nous avons superposé aux données de pluviométrie mensuelle (présence ou non d'une composante saisonnière). La faille Est semble avoir un comportement linéaire alors que la faille Ouest apparaît subir une in-

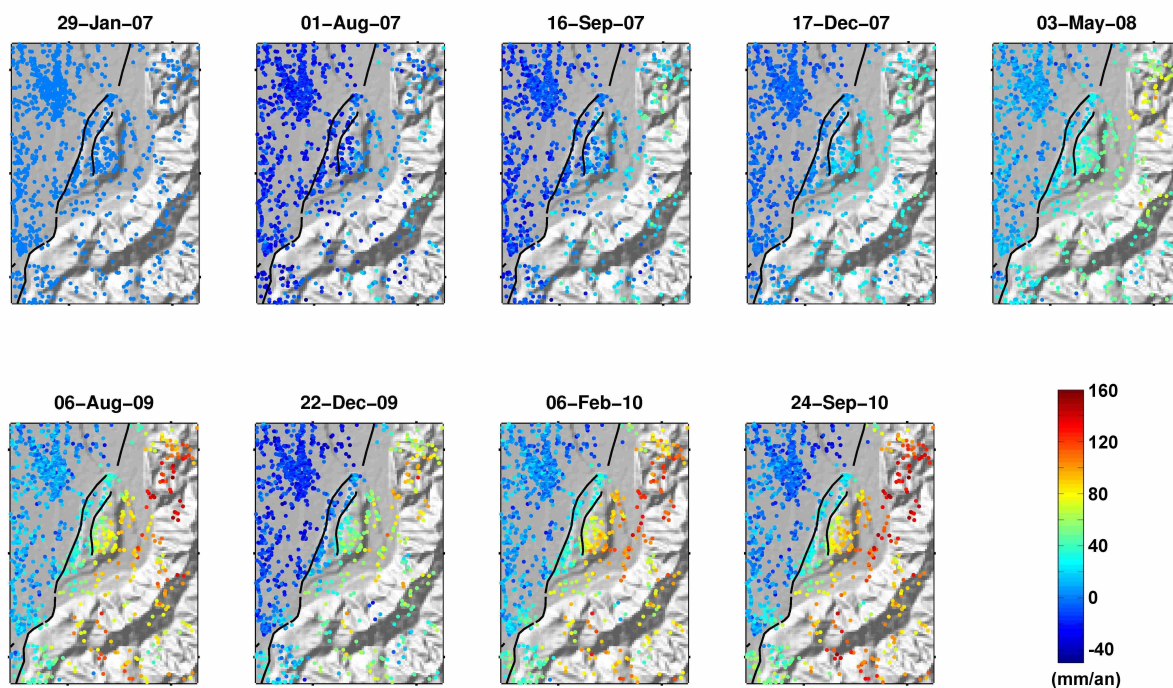


FIGURE 4.31: *Série temporelle des déplacements obtenue sur les réflecteurs persistants entre 2007 et 2010. Pour chaque image ALOS utilisée lors du traitement nous obtenons une valeur de déformation. La référence choisie (déformation nulle) est la première date : 29 Janvier 2007. La nouvelle carte des structures tectoniques actives est représentée par les traits noirs.*

fluence de la pluviométrie comme l'atteste les diminutions des valeurs de glissement de Décembre 2007 et 2009 (durant la saison sèche). Seule une étude avec plus de mesures, voire des mesures de terrain régulières permettrait de valider cette hypothèse. Un autre point intéressant de cette figure s'observe sur la troisième mesure avec une diminution de l'activité de glissement de la faille Est et une augmentation de l'activité de glissement de la faille Ouest, comme s'il existait une relation de compensation entre les deux failles aboutissant à un glissement cumulé stable.

Tout ce travail a permis de réaliser une carte des structures tectoniques actives de la zone des terrasses de Pingting plus détaillée (Figure 4.33a, traits noirs). Lors des missions sur le terrain évoquées lors de la section 4.2.3, nous avons réalisé un important travail à partir de cette nouvelle carte avec une quinzaine de points de contrôle. La Figure 4.33a permet de localiser les différentes zones de déformations identifiées sur le

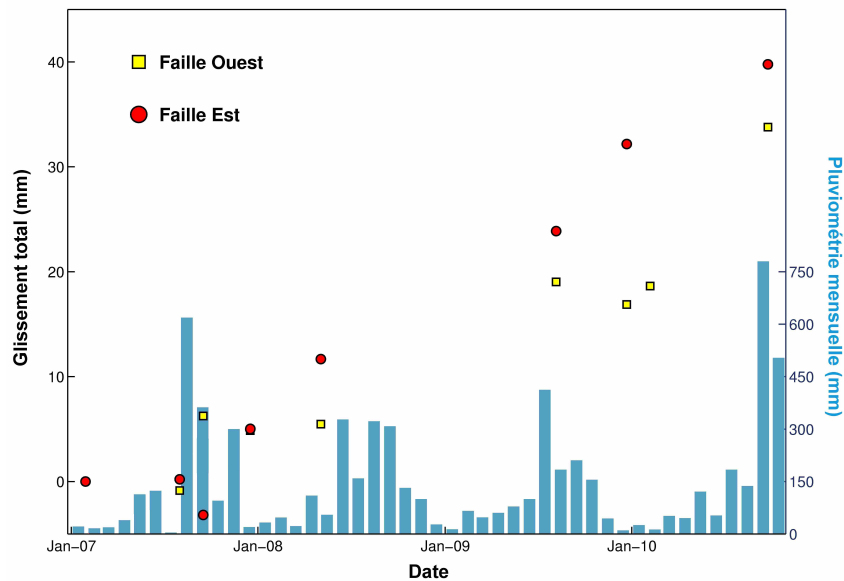


FIGURE 4.32: *Analyse temporelle du glissement des failles Ouest et Est.* Les points rouges et jaunes représentent respectivement les glissements des failles Est et Ouest (en mm). Les barres bleues correspondent aux données de pluviométrie mensuelle fournies par le Central Weather Bureau de Taiwan ([www.cwb.gov.tw](http://www.cwb.gov.tw)).

terrain. Nous avons sélectionné quatre marqueurs de déformation attribués à l'activité inter-sismique des failles Ouest et Est. La première déformation (c1) correspond à une zone d'extension liée à une composante décrochante importante proche de cette zone qui paraît très peu active dans les mesures PS. La seconde zone de déformation (c2) est plus impressionnante car elle se situe au niveau d'un mur de maintien d'une hauteur de 2 mètres. L'intégralité de la hauteur du mur est parcourue par une imposante faille démontrant un mouvement de type inverse. La déformation suivante (c3) est située au sud des terrasses de Pingting entre la faille Ouest et la faille Est, mais nous avons choisi de mettre cet endroit en pointillé car il correspond à une zone d'incertitude, d'un point de vue déplacement dans les résultats interférométriques. Néanmoins, la présence de cet écartement qui est de forme concave laisse présager la présence d'une structure tectonique à cet endroit. La dernière zone de déformation, matérialisée par le numéro 4, est très spectaculaire avec une série de quatre grandes fractures situées de part et d'autre d'un canal (Figure 4.33d). Cette succession de failles est composée d'un chevauchement (4a)

et de trois retro-chevauchements (4b, 4c et 4d) et concorde parfaitement avec le passage de la faille Est. L'installation d'un extensomètre au niveau de l'unique chevauchement permettrait de compléter les informations sur l'évolution du glissement de la faille Est déjà fournies par les réflecteurs permanents.

L'étude PS des terrasses de Pingting a ainsi permis de mettre en évidence la répartition des déformations qui s'opère entre les deux principales failles séparant les terrasses. Ainsi, le taux de glissement propre à chaque faille a pu être estimé, et une nouvelle carte

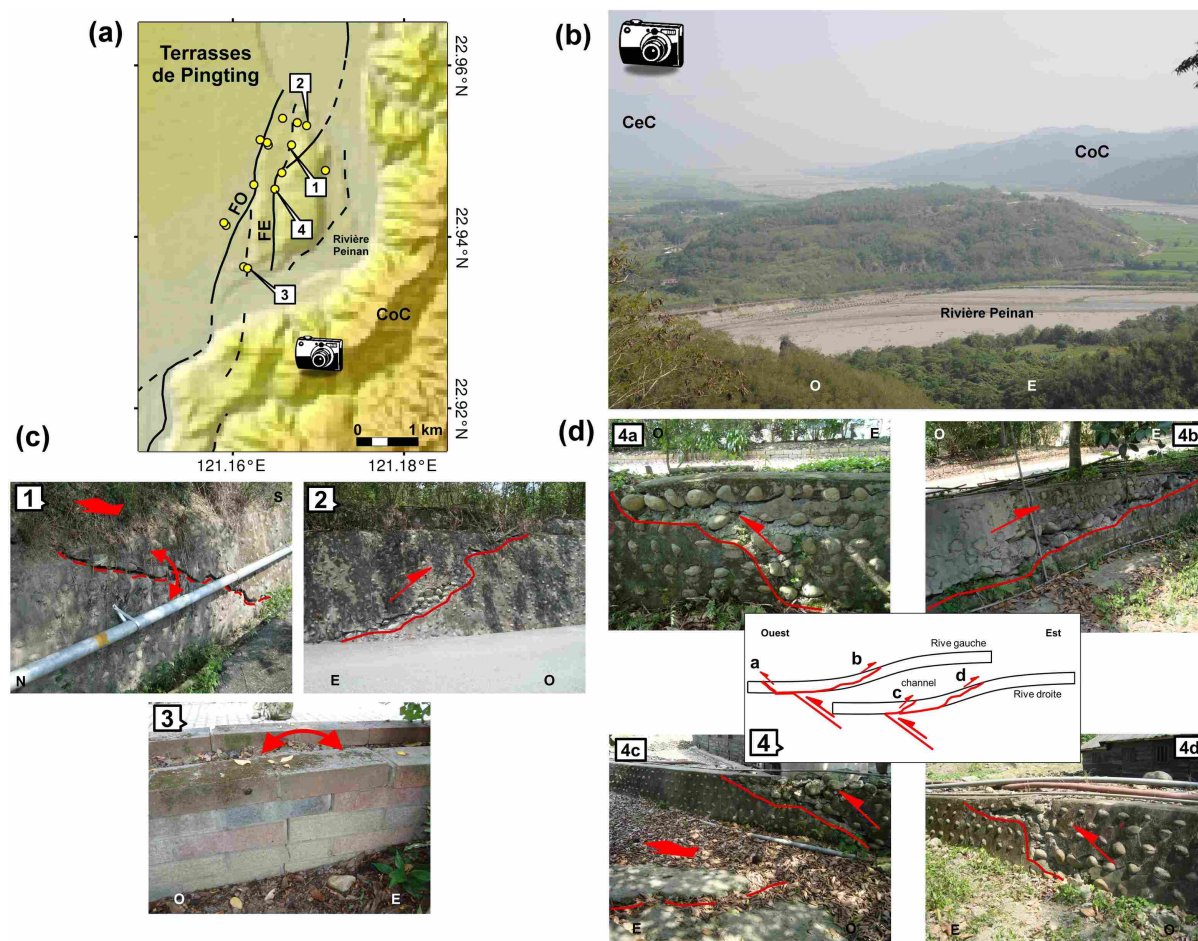


FIGURE 4.33: Analyse des déformations tectoniques trouvées autour des terrasses de Pingting. (a) Carte des terrasses de Pingting permettant de localiser les photographies b, c et d. Les traits noirs représentent la nouvelle carte des structures tectoniques actives (trait plein : faille certaine; trait pointillé : faille supposée). CeC : Chaîne Centrale; CoC : Chaîne Côtière; FO : faille Ouest; FE : faille Est. (b) Photographie d'ensemble des terrasses de Pingting prise sur les hauteurs de la Chaîne Côtière. (c) Interprétations des zones 1, 2 et 3. (d) Déformation majeure des terrasses de Pingting. Le schéma synthétique central représente un canal avec les deux rives affectées par l'activité tectonique de la faille Est (4a, 4b, 4c et 4d).



des structures actives a pu être établie. La confrontation des mesures par réflecteurs persistants avec les données GPS et les campagnes de terrain s'est avérée concluante.

### 4.3 Partie Nord de la Vallée : de Hualien à Rueisuei

Comme il a été évoqué lors de la présentation intersismique de la Vallée Longitudinale (voir section 4.1), l'essentiel de la déformation engendrée par la collision inter-plaques est localisé dans le Sud de la vallée. Cependant, lors de ce travail de thèse, des données ALOS ont aussi été acquises sur le Nord de la vallée (de Hualien à Rueisuei, Figure 4.34). À l'issue de l'étude sur la partie Sud (où le glissement inter-sismique de la faille de la Vallée Longitudinale (LVF) et de la faille de Luyeh (LuS) a pu être mesuré), nous avons décidé d'effectuer un traitement interférométrique de ces données avec le logiciel StaMPS. Une étude récemment publiée a déjà été menée avec des données ERS et Envisat sur la terminaison Nord de la vallée, autour de la ville de Hualien [Yen et al., 2011]. L'originalité de notre travail par rapport à celui déjà réalisé vient de l'application de la méthode des réflecteurs permanents (PS) et de la méthode par petites lignes de base (SB) et combinées à l'utilisation des données ALOS en bande-L.

La zone d'étude s'étend du Sud de Rueisuei jusqu'au Nord de Hualien, sur plus de 75 kilomètres. La Figure 4.34 montre les principales structures tectoniques présentes dans cette zone, il s'agit du segment Nord de la faille de Vallée Longitudinale et de la faille de Chimei située à l'intérieur de la Chaîne Côtière. Le nombre de séismes proches de Hualien est très important, ceci s'expliquant par la proximité avec la seconde zone de subduction entre la plaque Philippines et la plaque Eurasienne. Cependant, aucun séisme majeur (de magnitude supérieure à 4) n'a été enregistré dans la zone lors des quatre dernières années.

#### 4.3.1 Données RSO et traitements interférométriques

Le jeu de données PALSAR que nous avons utilisé pour cette étude est composé de 12 images ALOS PALSAR acquises entre le 12 Janvier 2007 et le 7 Septembre 2010. La résolution temporelle est relativement bonne malgré l'acquisition d'une seule date entre Janvier 2008 et Juillet 2009. Pour le traitement avec StaMPS, nous avons choisi l'image

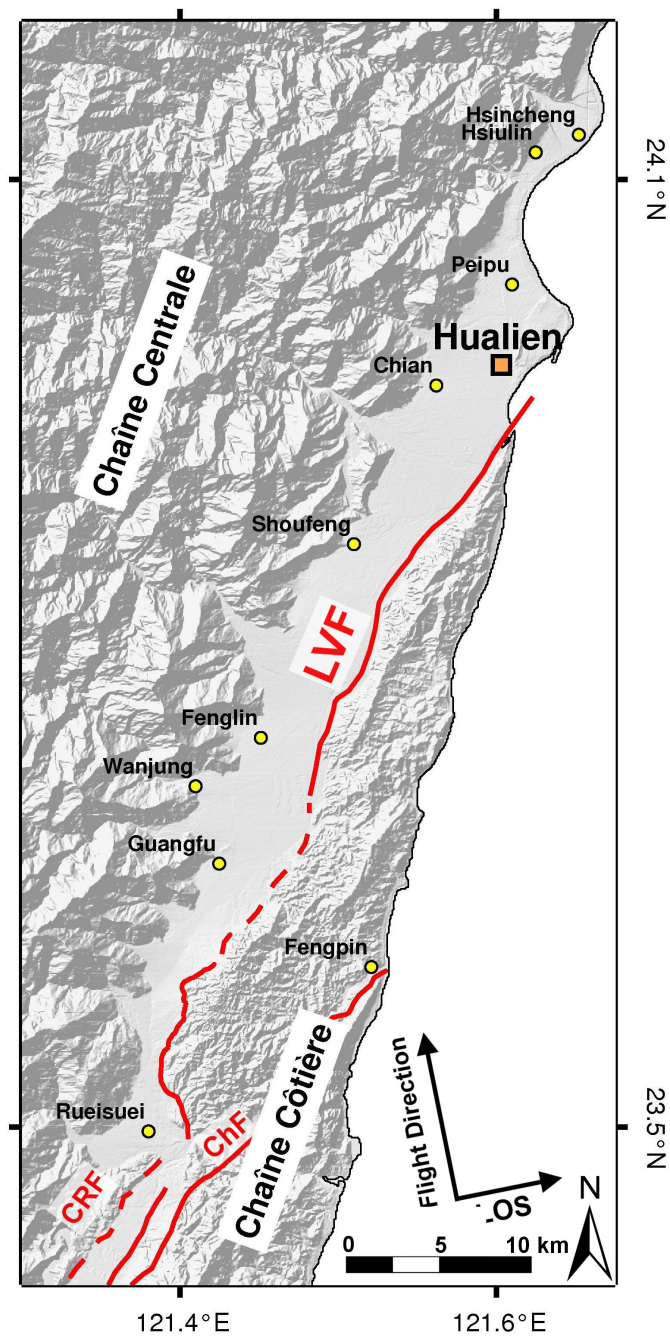


FIGURE 4.34: Carte tectonique du Nord de la Vallée Longitudinale. Les structures tectoniques actives sont représentées par les lignes rouges [Chang et al., 1998]. CRF : faille de la Chaîne Centrale ; ChF : faille de Chimei ; LVF : faille de la Vallée Longitudinale.



du 17 Octobre 2008 comme "Super Master".

Il est difficile de comparer quantitativement les méthodes PS et SB compte-tenu de la différence qui existe entre les paramètres d'entrée (notamment le critère d'amplitude de dispersion). À la fin des deux traitements, nous obtenons 147 737 points de mesure avec la méthode PS contre 274 126 points de mesure avec la méthode SB, soit un facteur proche de 2 entre les deux méthodes. Quant à la qualité des mesures de déplacements effectuées, elle est identique pour les deux méthodes avec une incertitude moyenne sur la mesure égale à 3,5 mm.

### 4.3.2 Déplacements entre 2007 et 2010

La Figure 4.36 présente les deux cartes des déplacements obtenues à partir des traitements PS et SB des données ALOS. Quelle que soit la méthode utilisée, la résolution spatiale est excellente et permet une bonne appréciation des déplacements du sol ayant eu lieu entre 2007 et 2010. Notre point de référence est situé approximativement au milieu de la scène dans un endroit apparaissant stable d'après les données GPS.

La concordance entre les déplacements mesurés par les méthodes PS et SB est très bonne. On retrouve dans les deux cas le soulèvement au Sud de la Chaîne Côtière avec des vitesses moyennes comprises entre 10 et 17 mm/an. Puis, en se déplaçant vers le Nord, on observe une zone de subsidence sur plus de 10 kilomètres de long. Cette subsidence affecte de la même manière les trois grandes unités avec d'Ouest en Est : la Chaîne Centrale, la Vallée Longitudinale et la Chaîne Côtière. Près de Hualien, un "léger" soulèvement de la zone est observé avec une vitesse moyenne comprise entre 8 et 9 mm/an.

Les taux de déformations mesurés dans la partie Nord de la vallée sont nettement inférieurs à ceux rencontrés précédemment dans le Sud de la vallée. La déformation ne semble pas être accommodée par les grandes structures tectoniques, mais semble plutôt se distribuer sur de grandes étendues spatiales. L'alternance entre soulèvement/subsidence/soulèvement identifiée dans les méthodes PS et SB ne se retrouve pas clairement dans la carte des déplacements verticaux présentée dans le chapitre 3 (Figure 3.12). Une comparaison fine avec les données GPS, identique à celle réalisée pour le Sud de la vallée permettrait de valider ou de corriger les déplacements mesurés par les méthodes

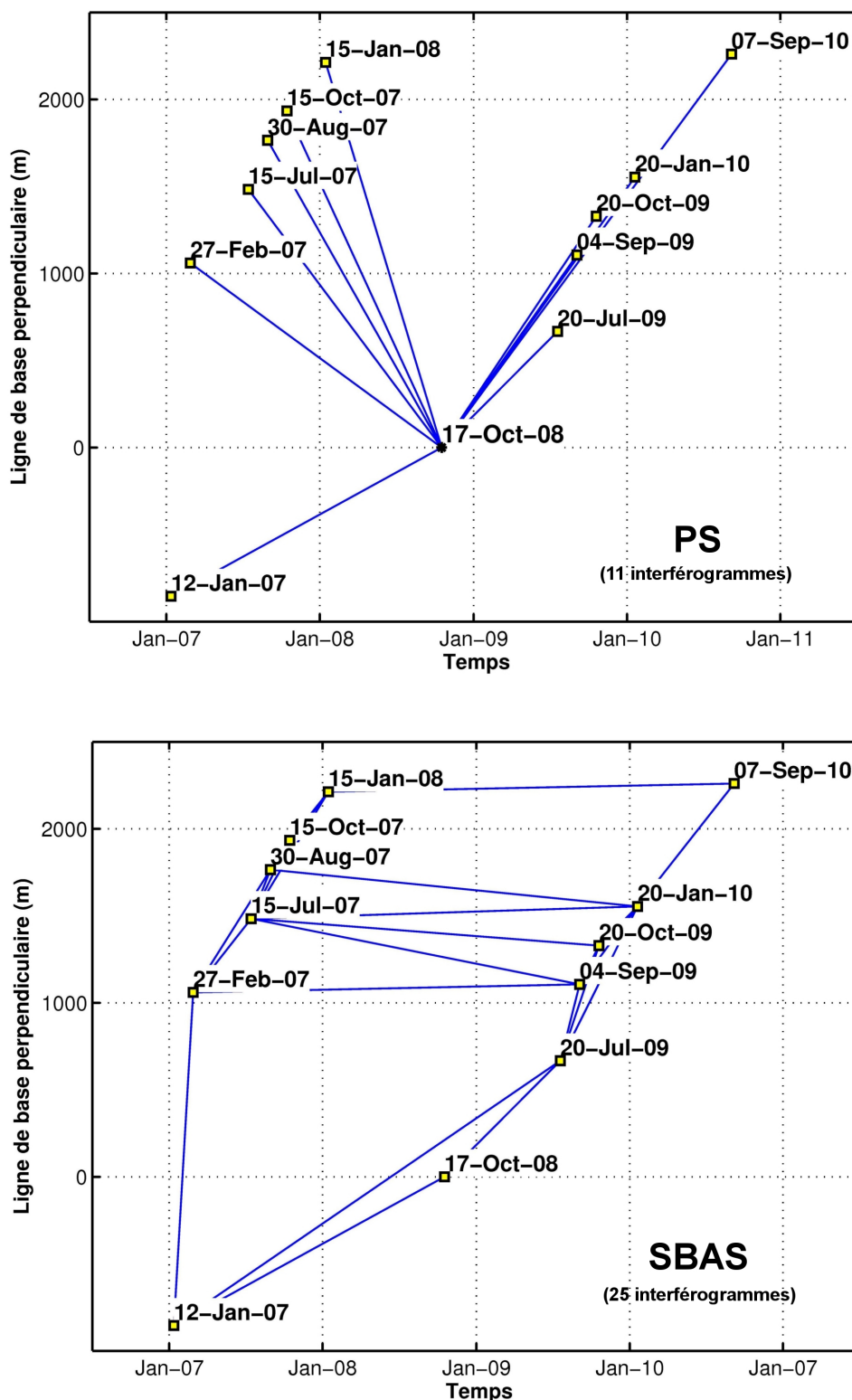


FIGURE 4.35: Graphique Temps vs Ligne de base perpendiculaire pour les méthodes PS et SB avec les données ALOS sur le Nord de la Vallée Longitudinale. Chaque carré correspond à une image ALOS. Le 17 Octobre 2008 correspond à l'image "Super Master" choisie comme référence pour le calcul des interférogrammes avec la méthode PS.

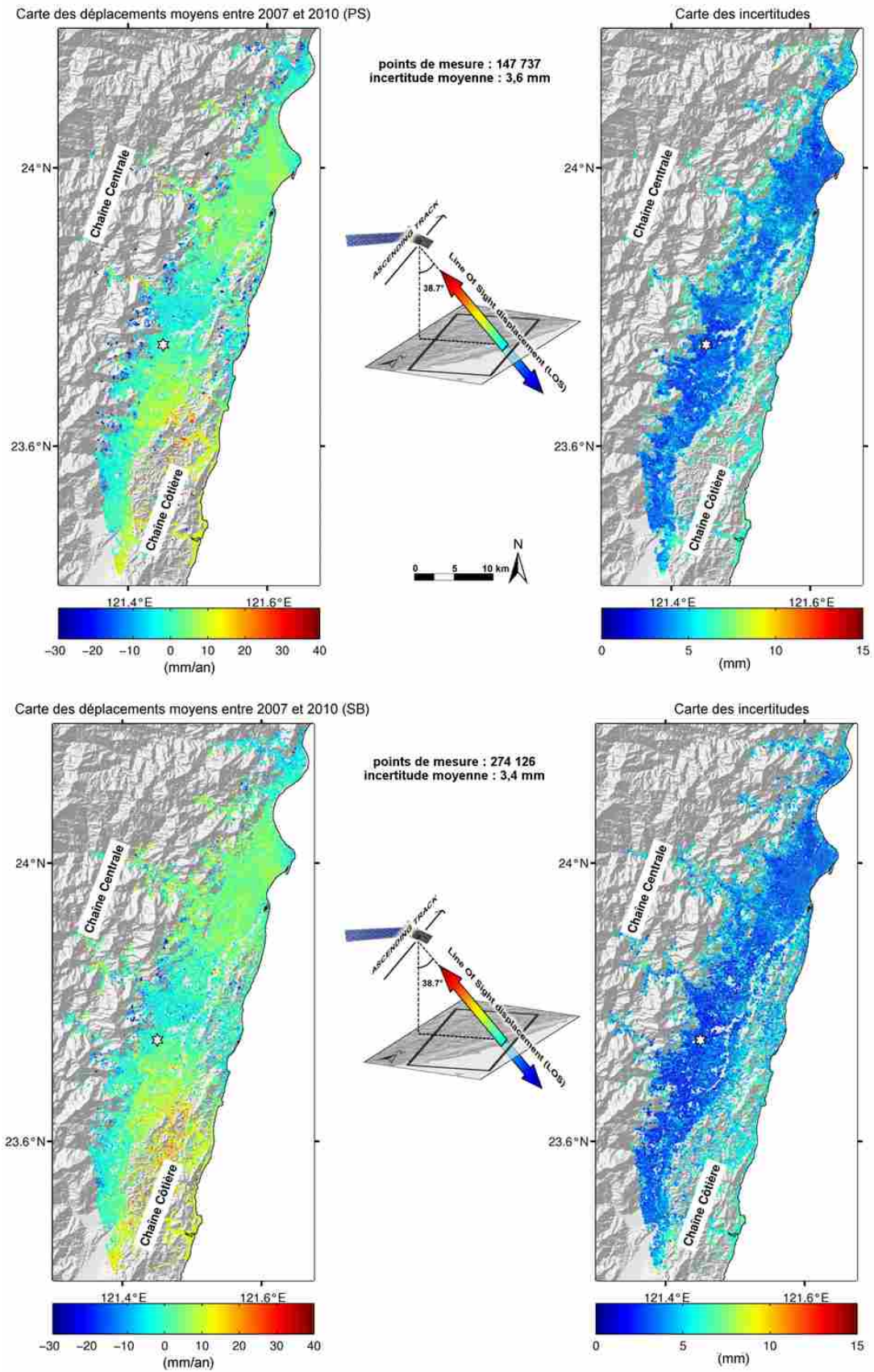


FIGURE 4.36: Cartes des vitesses moyennes obtenues à partir des méthodes PS et SB. Chacune des deux cartes des déplacements est associée à une carte des incertitudes sur les mesures.

PS et SB.

### 4.3.3 La déformation à Guangfu

Après avoir analysé les déplacements à grande échelle, une étude locale de la zone de Guangfu, située à 40 km au Sud de Hualien, a été réalisée. En effet, il apparaît sur les cartes de déplacement une discontinuité forte (légèrement inférieure à 1 cm/an) entre la Vallée Longitudinale et la Chaîne Centrale. Un soulèvement de la vallée par rapport à la Chaîne Centrale est ainsi observé (selon la ligne de visée du radar). À partir de ces points de mesure, nous avons effectué un tracé précis de cette discontinuité (voir traits noirs, Figure 4.37).

Pour l'évolution temporel de la déformation, il est important de savoir si elle suit un comportement linéaire inter-sismique (comme c'est le cas pour la faille de la Vallée Longitudinale), ou si les déplacements enregistrés sont d'origine co-sismique. Nous avons donc analysé les données sismiques fournies par le TEC Data Center de Taiwan (<http://tecdc.earth.sinica.edu.tw/>), et il y a été enregistré pas moins de 28 séismes entre le 1er Janvier 2007 et le 28 Février 2010 (date limite des archives disponibles pour le moment) avec une profondeur inférieure à 20 km sur la zone de Guangfu (Figure 4.37).

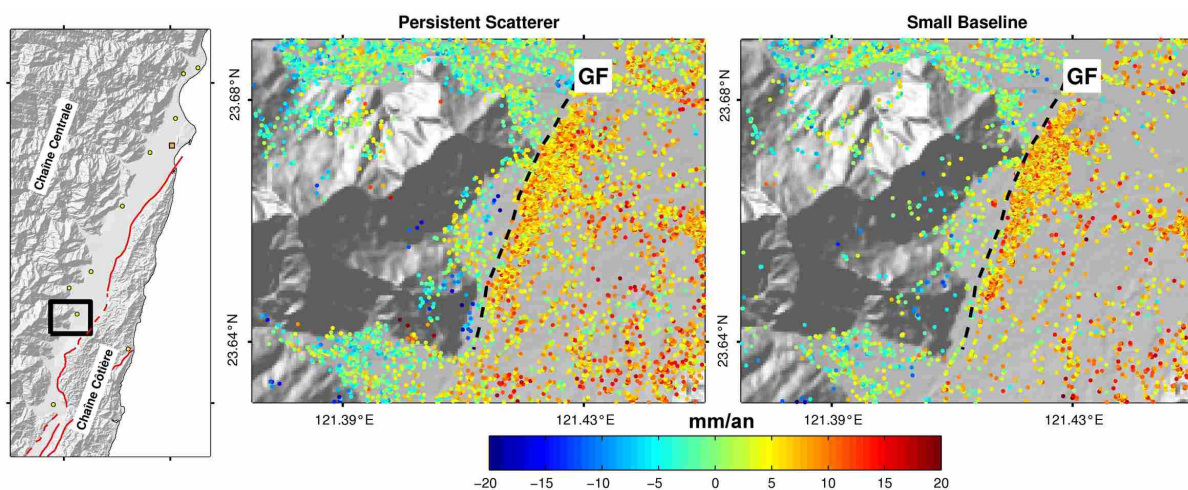


FIGURE 4.37: *Cartes des vitesses moyennes obtenues à partir des méthodes PS et SB pour la zone de Guangfu entre 2007 et 2010. La carte à gauche permet de localiser la zone de Guangfu. Le trait noir correspond au tracé de la discontinuité en surface; GF : Faille de Guangfu.*

Seul deux séismes de magnitude supérieure à 3 ont été enregistrés entre Janvier 2007 et Février 2010. Le premier est survenu le 19 Octobre 2007 avec une magnitude de 3,41 et une profondeur de 9,3 km (localisé au sud de notre tracé, Figure 4.38), alors que le second séisme, du 13 Mai 2009, est de magnitude comparable au premier mais localisé plus en profondeur (22,3 km). Il est peu probable que ces deux événements sismiques soient à l'origine de déformation co-sismique en surface compte-tenu de leur faible magnitude et de leur profondeur.

Nous avons analysé la série temporelle des déplacements (Figure 4.39) et il en ressort effectivement qu'aucun des deux séismes n'a eu d'impact sur la déformation de surface. Sur cette série, on aurait pu penser à un éventuel effet co-sismique du séisme du 13 Mai 2009, mais l'importante différence de déformation entre le 17 Octobre 2008 et le 20 Juillet 2009 est lié à l'intervalle de temps entre ces deux dates (qui est de 9 mois).

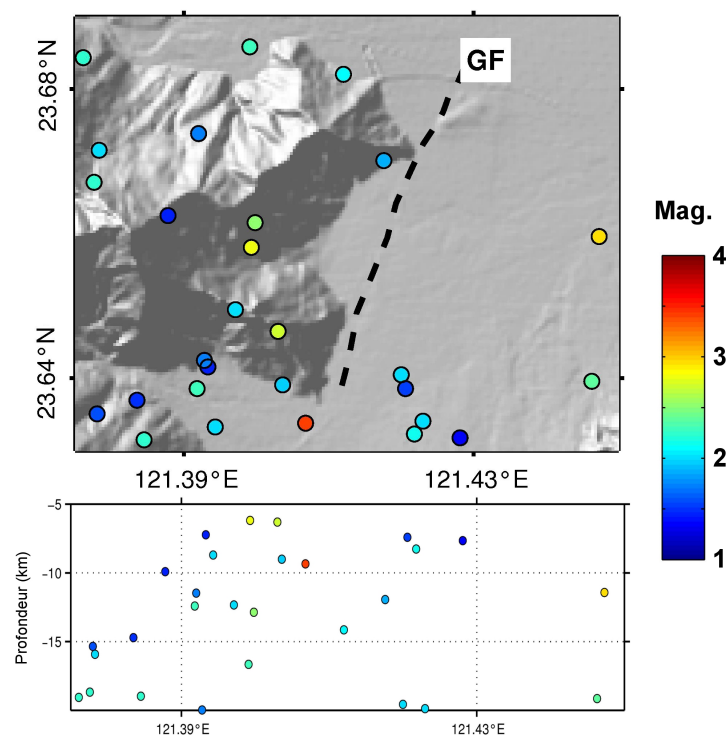


FIGURE 4.38: *Séismicité sur la zone de Guangfu entre Janvier 2007 et Février 2010. La carte représente les épicentres des séismes et le graphique représente les hypocentres en fonction de la longitude.*



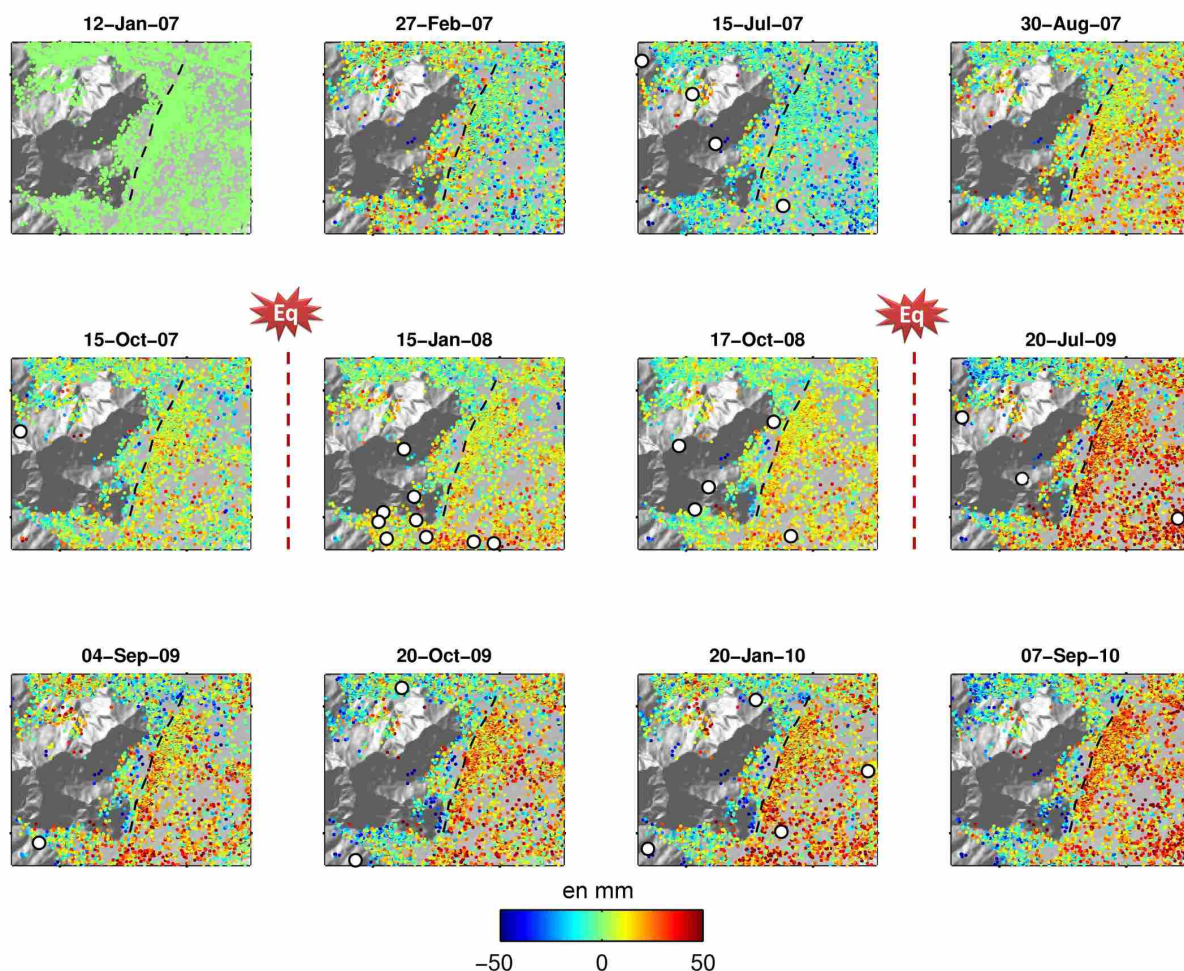


FIGURE 4.39: *Série temporelle des déplacements obtenue à partir des mesures PS entre 2007 et 2010. La date de référence (déformation zéro) est le 12 Janvier 2007. Les points blancs correspondent aux séismes ayant eu lieu entre chaque date. Les deux évènements sismiques d'une magnitude supérieure à 3 sont représentés par les traits rouges.*

Nous avons réalisé deux profils perpendiculaires à la faille à partir des résultats PS et SB (Figure 4.40). Il apparaît clairement une discontinuité dans les vitesses moyennes sur ces deux profils, permettant de localiser avec précision la faille de Guangfu. La combinaison des résultats PS et SB permet d'augmenter fortement la densité de points, facilitant ainsi l'estimation des taux de glissement. À partir de ces deux profils, nous avons estimé le glissement cumulé à partir des résultats PS pour chaque date d'acquisition ALOS (TS1 et TS2). Cela a permis de caractériser le comportement linéaire du glissement avec des taux moyens de 6,2 mm/an et 7,4 mm/an.



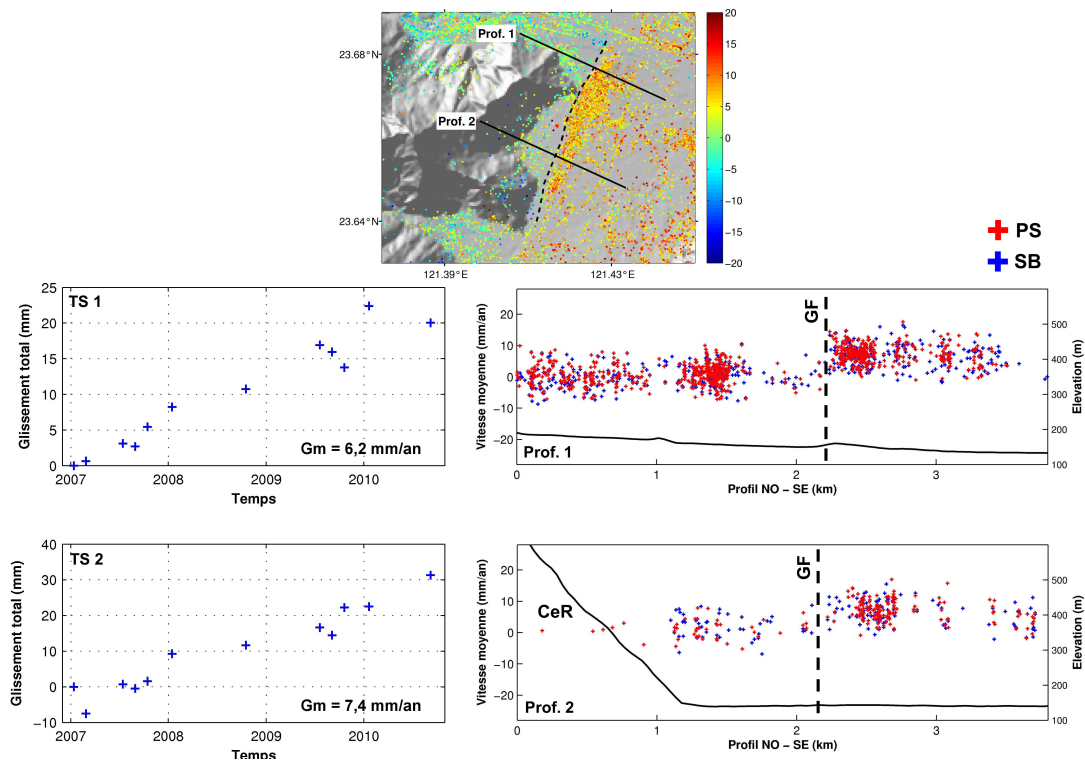


FIGURE 4.40: *Profils des réflecteurs persistants perpendiculaires à la faille de Guangfu et suivi temporelle du glissement.* À droite se trouve les deux profils Ouest-Est des réflecteurs persistants (avec en rouge la méthode PS et en bleu la méthode SB) et à gauche se trouve les évolutions temporelles du glissement le long des deux profils .

Cette étude locale de la zone de Guangfu a permis de détecter et mesurer la déformation inter-sismique de la faille de Guangfu (GF), situé entre la Chaîne Centrale et la Vallée Longitudinale, autorisant ainsi un tracé de la zone de glissement (sur plus de 5 km). Il sera nécessaire par la suite de réaliser une campagne de terrain afin d'identifier d'éventuelles traces de déformation à proximité de cette faille.

## 4.4 Synthèse des déformations tectoniques de la Vallée Longitudinale entre 2007 et 2010

La Figure 4.41 résume les principaux résultats obtenus lors de ce travail de thèse sur la Vallée Longitudinale. La carte des mesures PS sur l'ensemble de la vallée a pu

être réalisée grâce au choix d'une zone de référence commune aux deux jeux de données (petite zone au coeur de la ville de Rueisuei). Elle permet de visualiser l'ensemble des déformations de la Vallée Longitudinale entre 2007 et 2010. La densité de points de mesure obtenue grâce à la méthode par réflecteurs persistants et à l'utilisation des données ALOS permet d'imager avec une résolution spatiale sans précédent les déformations affectant la Vallée Longitudinale. D'un point de vue tectonique, la carte des déplacements a permis de mettre en évidence de nouvelles structures et d'améliorer fortement la localisation des structures déjà cartographiées. Tout ce travail de localisation et d'identification des structures actives (de manière inter-sismique ou co-sismique) nous a permis de réaliser une nouvelle carte tectonique de la Vallée Longitudinale. Ainsi, l'activité tectoniques de l'ensemble de ces structures a pu être quantifiée et analysée dans l'espace et dans le temps.

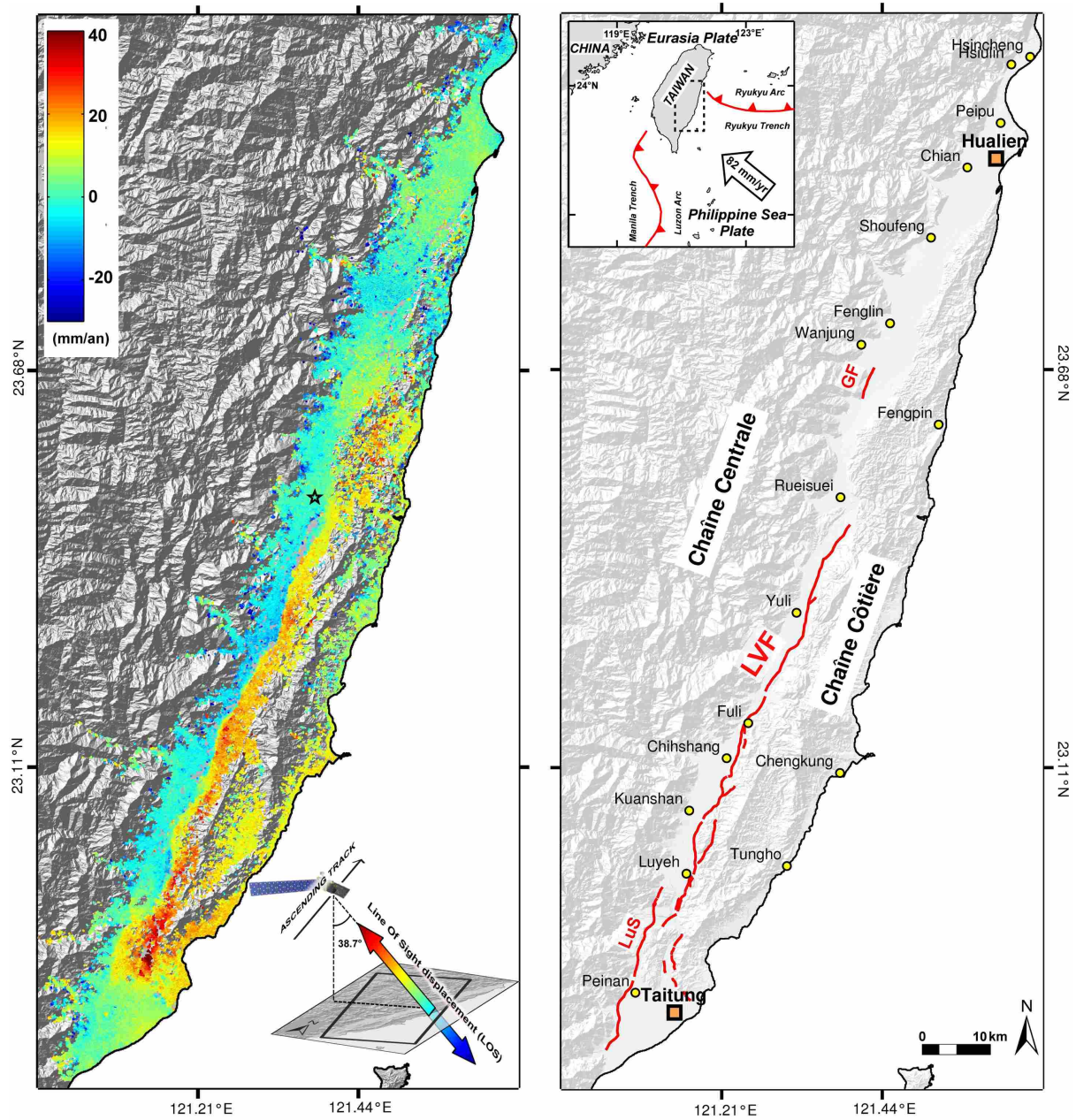


FIGURE 4.41: Synthèse des résultats PS et des structures tectoniques obtenus lors de ce travail de thèse. La carte de gauche illustre les déplacements mesurés par la méthode PS sur l'ensemble de la Vallée Longitudinale. La croix noire représente la zone de référence pour le calcul des vitesses. La carte de droite correspond à la nouvelle carte des structures tectoniques actives mises en évidence pendant ce travail de thèse.



# Suivi des déformations tectoniques du Sud et de l'Ouest de Taiwan

---

## Sommaire

---

<b>5.1</b>	<b>Présentation de la néotectonique du Sud et de l'Ouest de l'île</b>	<b>162</b>
<b>5.2</b>	<b>Étude de la terminaison Sud de l'île : la péninsule de Hengchun</b>	<b>166</b>
5.2.1	Présentation de la zone . . . . .	166
5.2.2	Données radar et traitement PS-InSAR . . . . .	169
5.2.3	Cartes des déplacements moyens et des incertitudes associées . . .	170
5.2.4	Analyse spatio-temporelle du glissement intersismique de la faille de Hengchun . . . . .	173
5.2.5	Localisation et estimation des zones de subsidence . . . . .	178
5.2.6	Comparaison avec les autres mesures géodésiques . . . . .	178
<b>5.3</b>	<b>Études préliminaires des déformations de la Plaine Côtière . .</b>	<b>183</b>
5.3.1	Évolution de la déformation autour de l'anticlinal de Tainan . . . .	185
5.3.2	Évolution du glissement de la faille de Fengshan . . . . .	188

---

Le Sud et l'Ouest de Taiwan sont des zones majeures dans la collision actuelle. La présence du front de déformation (collision active) à l'Ouest et de la collision naissante au Sud engendrent de multiples structures tectoniques majeures (plis et failles). La détection et la mesure des déformations liées aux structures actives dans ces deux parties de l'île est donc primordiale pour mieux comprendre l'évolution des déformations engendrées par la collision. Les mesures GPS et les données de nivellement de précision permettent déjà d'obtenir un champ de déformation à grande échelle, mais avec une résolution spatiale faible, et dans le cas de données de nivellement, une répétitivité temporelle des mesures

insuffisante. Les mesures par interférométrie radar apparaissent donc très avantageuses dans ce cas, que ce soit au niveau de la densité de point de mesure, de la couverture spatiale au sol et même de l'échantillonnage temporel. L'interférométrie radar différentielle a déjà été appliquée sur plusieurs zones à l'Ouest [Fruneau et al., 2001, Pathier, 2003, Chang et al., 2004, Huang et al., 2009b, Hung et al., 2011] mais jamais encore au Sud, où se trouve le sommet du prisme d'accrétion actuel lié à la subduction de la plaque Eurasienne sous la plaque Philippines. Ce chapitre débutera par une présentation rapide des trois grands domaines tectoniques qui composent l'Ouest et le Sud de Taiwan (Kaoping, Chiayi et Taichung). Puis, deux parties suivront, l'une consacrée à l'application de la méthode PS sur la péninsule de Hengchung, et enfin une seconde consacrée aux résultats préliminaires obtenus avec la méthode PS sur le Sud-Ouest.

## 5.1 Présentation de la néotectonique du Sud et de l'Ouest de l'île

Cette section ne se veut pas exhaustive, il s'agit ici de présenter les principales structures localisées dans la partie Ouest de l'île. L'Ouest de Taiwan (entre Taichung et Hengchun) correspond du Nord vers le Sud à la transition entre la collision active dite "mature" et la zone de subduction de la plaque Eurasienne sous la plaque Philippines (collision "naissante"). La partie occidentale de l'île de Taiwan présente une forme d'arc vers l'Ouest. C'est un endroit clé de l'orogène Taiwanais car il correspond à la bordure (front de déformation) entre la marge continentale chinoise (non déformée car ne prenant pas part dans la collision) et la Chaîne Centrale fortement déformée (directement incluse dans la collision). Cette zone d'étude a été divisée en trois grands domaines tectoniques par Shyu et al. (2005) : la collision active à Taichung, la collision jeune à Chiayi et la zone de collision naissante de Kaoping (comprenant Tainan, Kaohsiung et Hengchun) (Figure 5.1).

La zone de **Kaoping** est marquée par la déformation rapide des sédiments marins (profonds et peu profonds) et terrestres par compression et extrusion (Figure 5.1c) [Angelier et al., 2009]. À 50 km à l'Ouest de cette zone se trouve le front de déformation



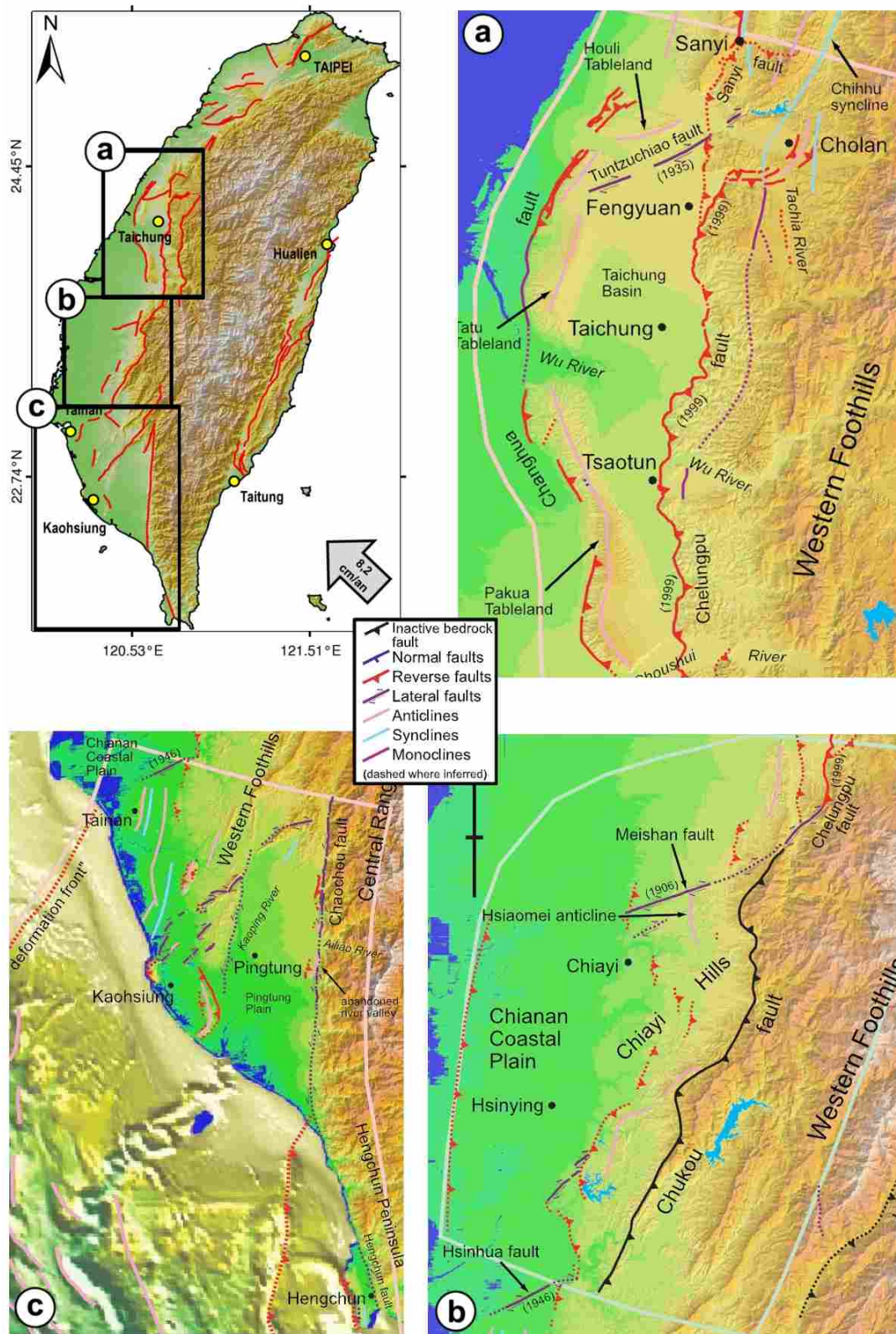


FIGURE 5.1: Synthèse de la néotectonique de l'Ouest et du Sud de Taiwan. (a) Zone de Taichung. (b) Zone de Chiayi. (c) Zone de Kaoping (Tainan-Pingtung). Modifiée d'après Shyu et al., 2005.

qui part de la fosse de Manille pour atteindre la terre à proximité de la ville de Tainan. Une série d'anticlinaux sépare ce front de déformation en mer de la côte Ouest de l'île. Cette succession de plis est interprétée comme le résultat de la compression entre la marge continentale et l'arrête de Hengchun. Kaoping est l'une des deux zones de tectonique d'échappement avec le Nord-Est [Lacombe et al., 2001, Angelier et al., 2009] avec de nombreuses failles décrochantes orientées NE-SO. Cette orientation préférentielle indique une déformation de la surface terrestre superficielle avec un raccourcissement E-O et un étirement N-S. Un modèle de tectonique d'échappement a été réalisé par Lacombe et al. (2001) mettant en avant l'existence de la faille de transfert de Chiayi (Figure 5.2). La plaine de Pingtung est bordée à l'Ouest par la terminaison Sud des Piedmonts Occidentaux (certainement séparée par une faille décrochante) et à l'Est par la Chaîne Centrale, séparée par la faille décrochante inverse sénestre de Chaochou orientée Nord-Sud. Le contexte tectonique autour du bassin formé par la plaine de Pingtung, bordé par deux

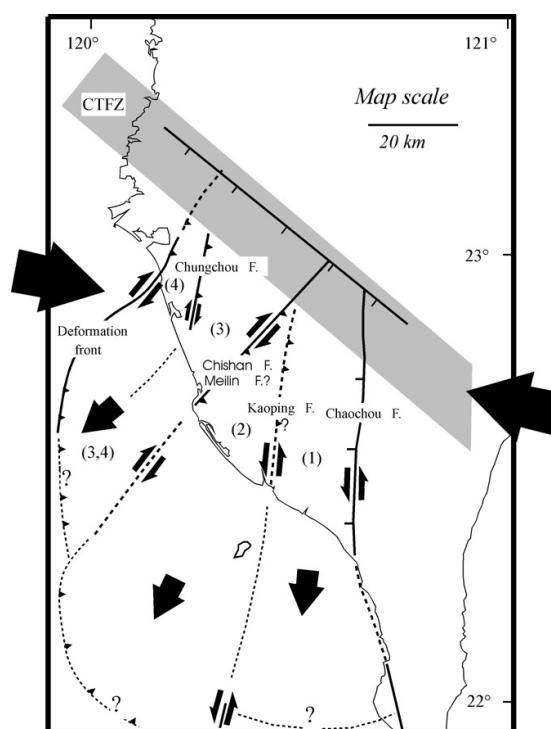


FIGURE 5.2: *Modèle de tectonique d'échappement pour le Sud-Ouest de Taiwan.* La zone grise représente la localisation présumée de la zone de transfert de la faille de Chiayi (CTFZ). D'après Lacombe et al., 2001.

failles décrochantes, favorise l'extrusion vers le Sud-Ouest. Deux scénarios sont proposés quant à la terminaison sud de la faille de Chaochou. La première propose une prolongation de la faille le long de la bordure Ouest de la Chaîne Centrale jusqu'à la péninsule de Hengchun, transformant ainsi la faille de Chaochou en faille de Hengchun [Shih et al., 1985]. Le second scénario propose un passage de la faille de Chaochou plus à l'Ouest de la péninsule de Hengchun en direction de la fosse de Manille [Malavieille et al., 2002].

Plus au Nord, le domaine de **Chiayi** correspond au début de la collision (Figure 5.1b). Les Piedmonts Occidentaux sont directement en contact avec la Chaîne Centrale. D'Ouest en Est, ce domaine est composé de la Plaine Côtière de Chianan, des collines de Chiayi et des Piedmonts Occidentaux. La partie Est des collines de Chiayi ne présente aucune trace d'activité tectonique récente contrairement à la partie Ouest avec notamment la faille de Chukou et le soulèvement des terrasses quaternaires des collines de Chiayi [Chen, 1999]. Les analyses GPS sur la zone de Chiayi ont montré l'existence d'une faille inverse peu profonde entre la Plaine Côtière et les collines de Chiayi [Yu et al., 1997, Hsu et al., 2003]. Les séismes de Meishan en 1906 (d'une magnitude de 7,1) et de Hsinhua en 1946 (d'une magnitude de 6,8) sont les seuls répertoriés dans la zone de Chiayi, ils sont localisés aux bordures Nord et Sud de Chiayi et se sont produits au niveau de deux failles décrochantes dextres.

Au centre Ouest, le domaine de **Taichung** présente de nombreuses failles inverses indiquant que la collision est bien avancée. La particularité de cette zone provient de la localisation de deux failles majeures quasiment parallèles : Chelungpu à l'Est et Changhua à l'Ouest. En septembre 1999, le violent séisme de Chi-Chi (Mw 7.6) a réactivé la faille de Chelungpu et créé un escarpement de 2 à 8 m de dénivelé sur plus de 90 kilomètres de long. L'Ouest est marqué par l'existence des plateaux de Tatu et Pakua bordés à l'Ouest par la faille de Changhua. Cette structure apparaît comme la limite de la collision active à cet endroit [Shyu et al., 2005]. L'activité à long terme et la date d'initiation de cette faille ne sont pas encore connues. Il semble que seule une petite fraction du raccourcissement soit accommodée par la faille de Changhua.

## 5.2 Étude de la terminaison Sud de l'île : la péninsule de Hengchun

### 5.2.1 Présentation de la zone

La péninsule de Hengchun est la partie émergée du prisme d'accrétion de la collision actuelle, on y observe les déformations à terre les plus récentes de Taiwan. Cette pourquoi cette zone est un endroit clé pour la compréhension de l'orogène Taiwanais. D'un point de vue géologique (Figure 5.3), elle est composée dans sa majeure partie de Mutan (Miocène moyen et supérieur) qui est un mélange de grès et de schistes argileux [Sung, 1991]. Les deux autres formations importantes sont le Kenting, mélange défini par Tsan en 1974 (Miocène supérieur et Pléistocène), et le Maanshan (entre le Pliocène inférieur et le Pléistocène inférieur). Les deux coupes réalisées par Chang et al. (2003) montrent de nombreux plis ainsi que les deux failles majeures de la péninsule de Hengchun : la faille de Kenting et la faille de Hengchun toutes deux à vergence Ouest. Toutes ces déformations résultent de la compression Est-Ouest engendrée par la subduction de la marge continentale chinoise sous la plaque océanique Philippines.

Actuellement, seule la faille de Hengchun présente un activité tectonique. Vita-Finzi et Lin (2005) ont estimé grâce à la datation au carbone 14 que la péninsule de Hengchun s'est soulevée à une vitesse moyenne de 3,8 mm/an durant les 10 000 dernières années (Holocène), avec un tiers de cette vitesse accommodée par la faille de Hengchun par glissement asismique (soit près de 1,3 mm/an).

Concernant l'activité sismique de cette partie de l'île, le dernier séisme majeur a eu lieu le 26 Décembre 2006. Il est appelé séisme de Pingtung car son épicerne est situé en mer au Sud de la plaine de Pingtung et à l'Ouest de la péninsule de Hengchun. Ce séisme est en fait un doublet à 8 minutes d'intervalle de magnitudes locales 6,8 et 6,9 [Lee et al., 2008]. Ce séisme est en dehors de notre période d'étude et plus de un an le sépare de la première acquisition radar, c'est pourquoi nous pouvons exclure tout effet post-sismique sur le glissement de la faille de Hengchun. Une carte d'impact fournie par l'USGS (United States Geological Survey) est disponible en annexe.



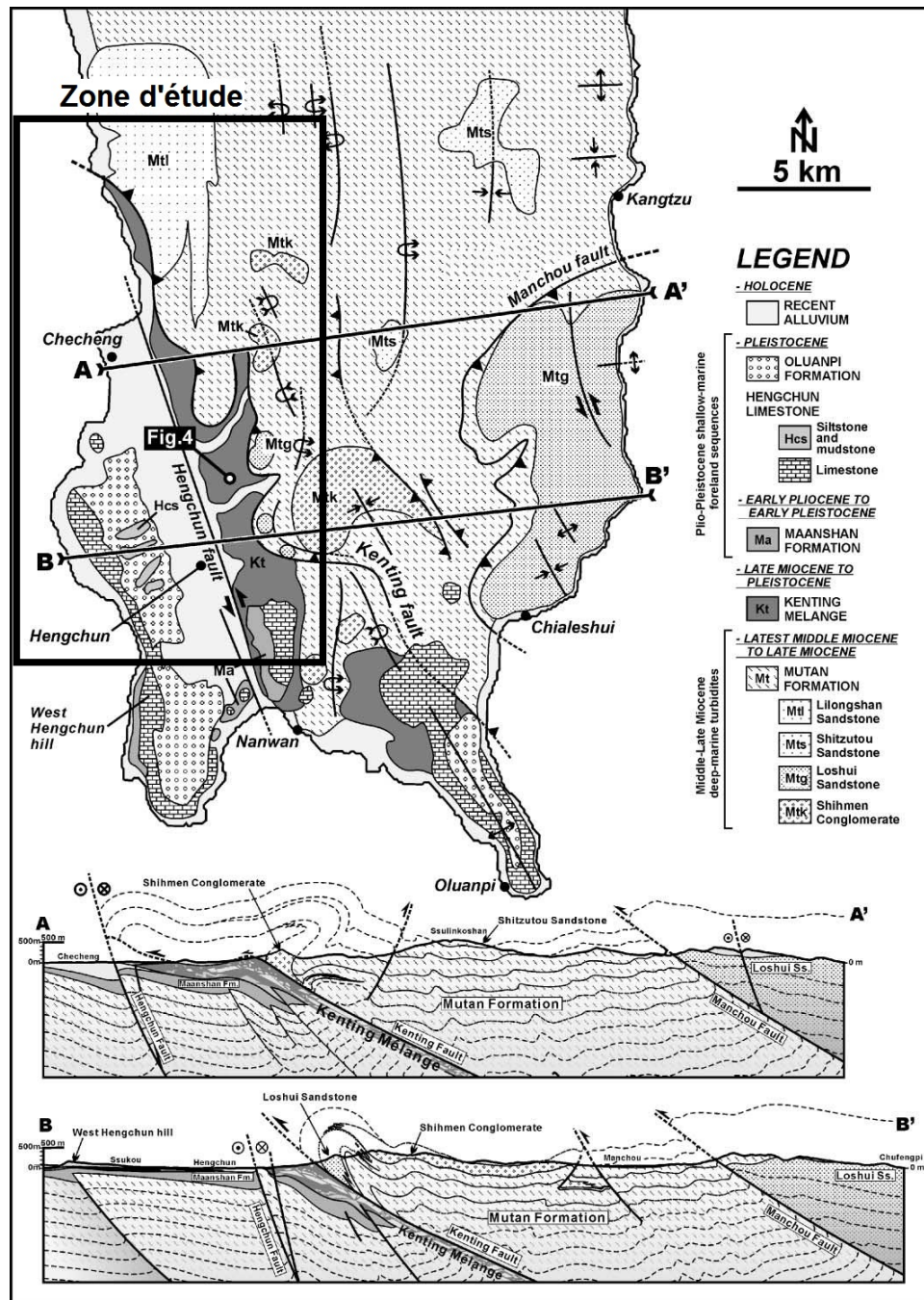


FIGURE 5.3: Carte géologique et profils de la péninsule de Hengchun. Le cadre noir montre notre zone d'étude. Modifiée d'après Chang et al., 2003.

La péninsule de Hengchun a déjà fait l'objet d'analyses paléomagnétiques [Chang et al., 2003], d'étude au carbone 14 [Vita-Finzi & Lin, 2005], et plus récemment d'un suivi répété par nivellement de précision [Chang, 2006]. Cependant, il n'existe pour le moment aucune étude interférométrique de la péninsule de Hengchun, ce qui donne toute son importance à ce travail de thèse. L'intérêt principal de cette étude est de détecter et localiser les déformations affectant la péninsule et quantifier le glissement asismique le long de cette dernière.

Dans cette étude, les données radar ne couvrent qu'une partie de la péninsule de Hengchun (voir le cadre noir de la Figure 5.3). Il s'agit de la partie Ouest, avec la ville de Checheng et bien sûr, la ville de Hengchun qui compte plus de 31 000 habitants (Figure 5.4). La péninsule de Hengchun est constituée d'Ouest en Est des collines de Hengchun (avec une altitude maximale de 190 m, et recouvertes d'une végétation moyenne), par

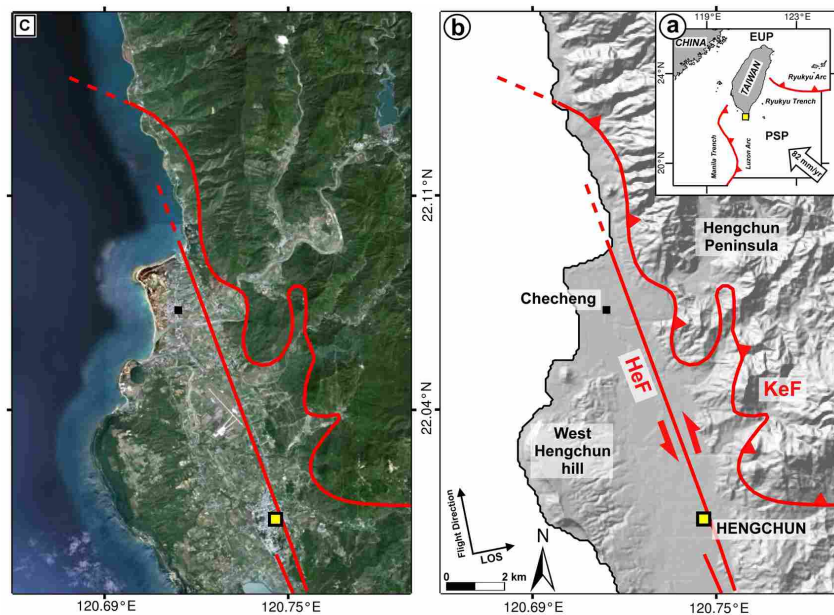


FIGURE 5.4: *Présentation de la zone d'étude de Hengchun.* (A) Localisation de la péninsule de Hengchun sur l'île de Taiwan (représentée par le carré jaune). (B) Les deux failles majeures traversant la zone d'étude sont la faille de Kenting (KeF) et la faille de Hengchun (HeF) (failles tracés d'après Chang et al., 2003). La topographie est obtenue grâce à un ombrage du MNT à 40 m de résolution. (C) Image optique sol de la péninsule de Hengchun provenant de Google Earth.



la plaine de Hengchun avec une longueur d'environ 13 km (du Nord au Sud) pour une largeur maximale de 2,8 km (présentant une urbanisation moyenne et une agriculture développée), et par la terminaison Sud de la Chaîne Centrale (Péninsule de Hengchun) avec des pentes moyennes (on passe de 0 à 700 m d'altitude en 7 km) et une végétation très dense.

### 5.2.2 Données radar et traitement PS-InSAR

Pour cette étude, un jeu de 13 images ALOS PALSAR en orbite ascendante a été traité, couvrant la période comprise entre le 17 janvier 2007 et le 28 janvier 2011, correspondant à plus de quatre ans de suivi (Figure 5.5). La résolution temporelle n'est pas excellente avec seulement deux acquisitions en 2008 contre quatre en 2007 (première année de fonctionnement du satellite ALOS). Il existe une période de 12 mois environ sans données (entre Avril 2008 et Mars 2009) ce qui complique la détection des déformations non-linéaires (liées à la pluviométrie par exemple).

La date de référence (et donc la date d'acquisition choisie pour image maîtresse lors

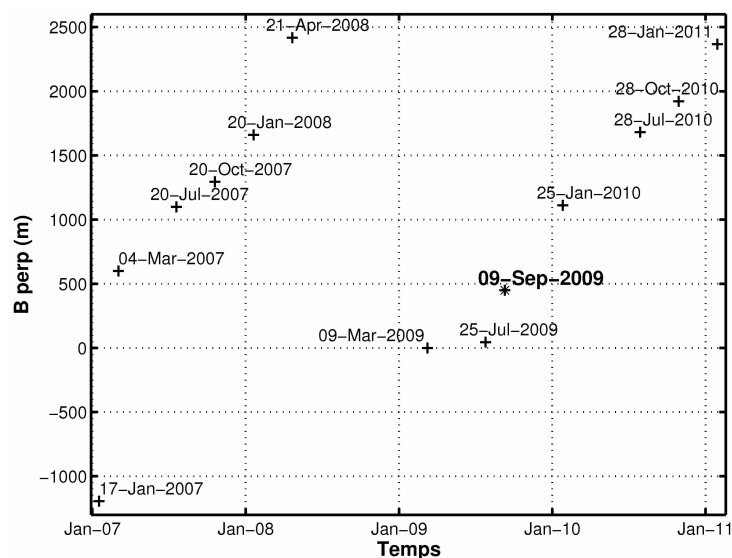


FIGURE 5.5: *Graphique Temps vs Ligne de base perpendiculaire ( $B_{perp}$ ) pour les données ALOS PALSAR pour l'étude de la péninsule d'Hengchun. La date du 09/03/2009 a été choisie comme "Super Master" pour le traitement StaMPS.*

traitement des données avec StaMPS) est celle du 9 Mars 2009 car elle minimise la décorrélation temporelle et spatiale. Il est à noter que l'ensemble des lignes de base perpendiculaire sont comprises entre -1194 et 2417 mètres, très largement inférieures à la limite critique pour laquelle toute cohérence interférométrique est perdue. À partir de ces données SAR, une série de 12 interférogrammes basés sur la référence du 09/03/2009 a été calculée (Figure 5.6). Les composantes de la phase interférométrique liées aux orbites et à la topographie ont été éliminées comme pour le reste de l'île grâce aux données précises d'orbites fournies par la JAXA et au modèle numérique de terrain de 40 mètres de résolution.

Tous les interférogrammes présentent une excellente cohérence que ce soit à proximité de la plaine ou des collines de Hengchun. Concernant la zone montagneuse à l'Est de Hengchun, on remarque néanmoins une importante perte de cohérence dans les trois derniers interférogrammes. Cette série forme la base du traitement StaMPS, et il est difficile d'identifier dans cette série un quelconque signal de déformation sans le traitement ultérieur spécifique à StaMPS. Les interférogrammes 7 et 8 (correspondant à un intervalle de temps de 184 jours et une ligne de base de 448 m) paraissent affectés par des artefacts atmosphériques au nord de la Péninsule, et peuvent donc influencer la carte de déformation finale s'ils ne sont pas éliminés durant le traitement. Compte tenu de la faible étendue spatiale de la zone d'étude, il n'a pas été nécessaire de la découper en patches comme cela a été le cas pour la Vallée Longitudinale ou l'Ouest de Taiwan (obligatoire dans certains cas pour des questions de ressource mémoire). À la fin du traitement PS, plus de 20 000 points de mesure ont été obtenus, soit une densité moyenne de 120 PS/km<sup>2</sup>.

### 5.2.3 Cartes des déplacements moyens et des incertitudes associées

Avec un nombre de 20 133 réflecteurs permanents détectés, nous disposons d'une grande quantité d'information sur les déformations ayant eu lieu au niveau de la péninsule de Hengchun entre Janvier 2007 et Janvier 2011 (Figure 5.7). La répartition des réflecteurs apparaît très inégale, avec une densité de points plus faible au niveau des collines et de la plaine de Hengchun que dans la zone montagneuse à l'Est. Si l'on s'intéresse maintenant

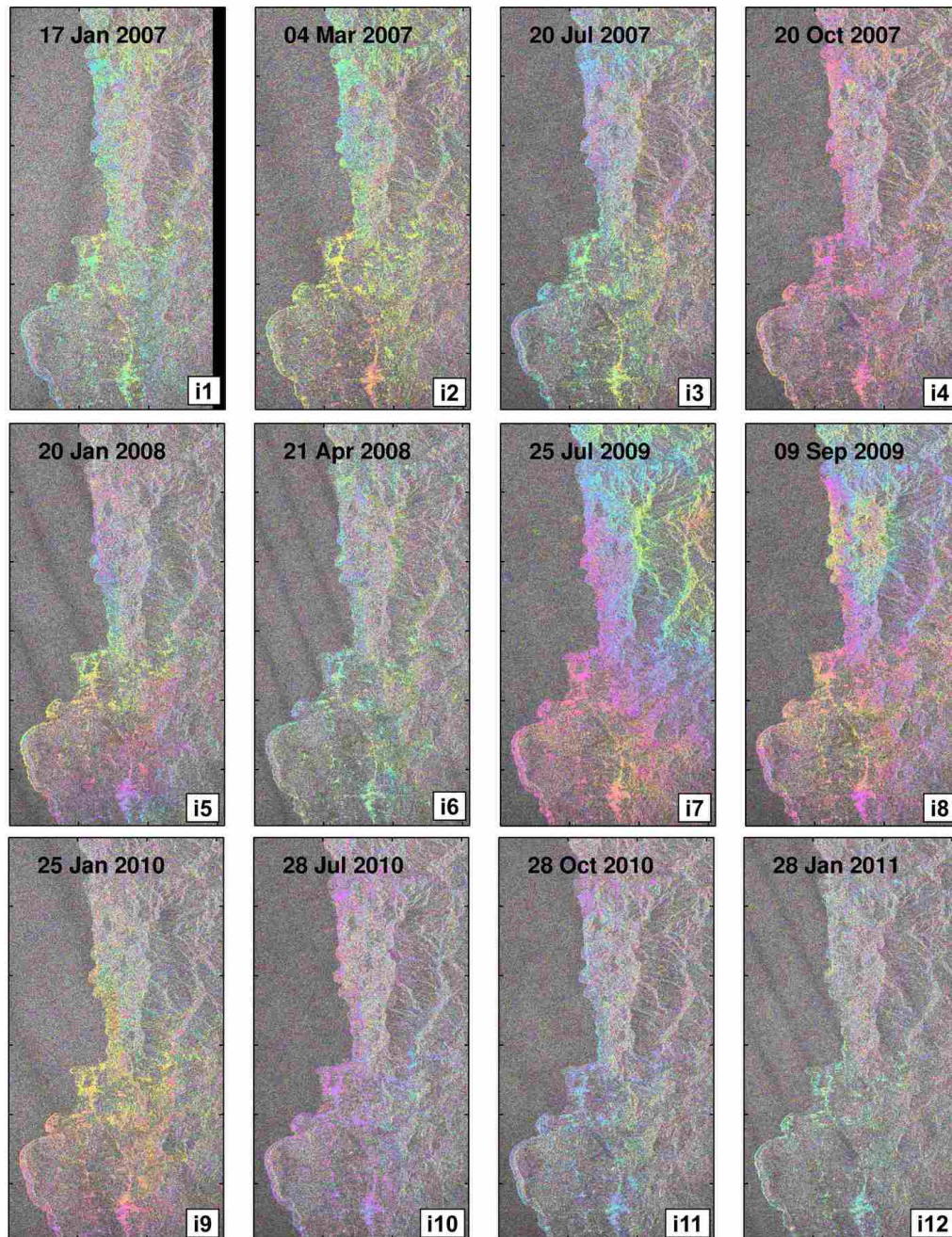


FIGURE 5.6: Série d'interférogrammes ALOS sur la zone de Hengchun ayant pour référence commune la date du 09/03/2009.

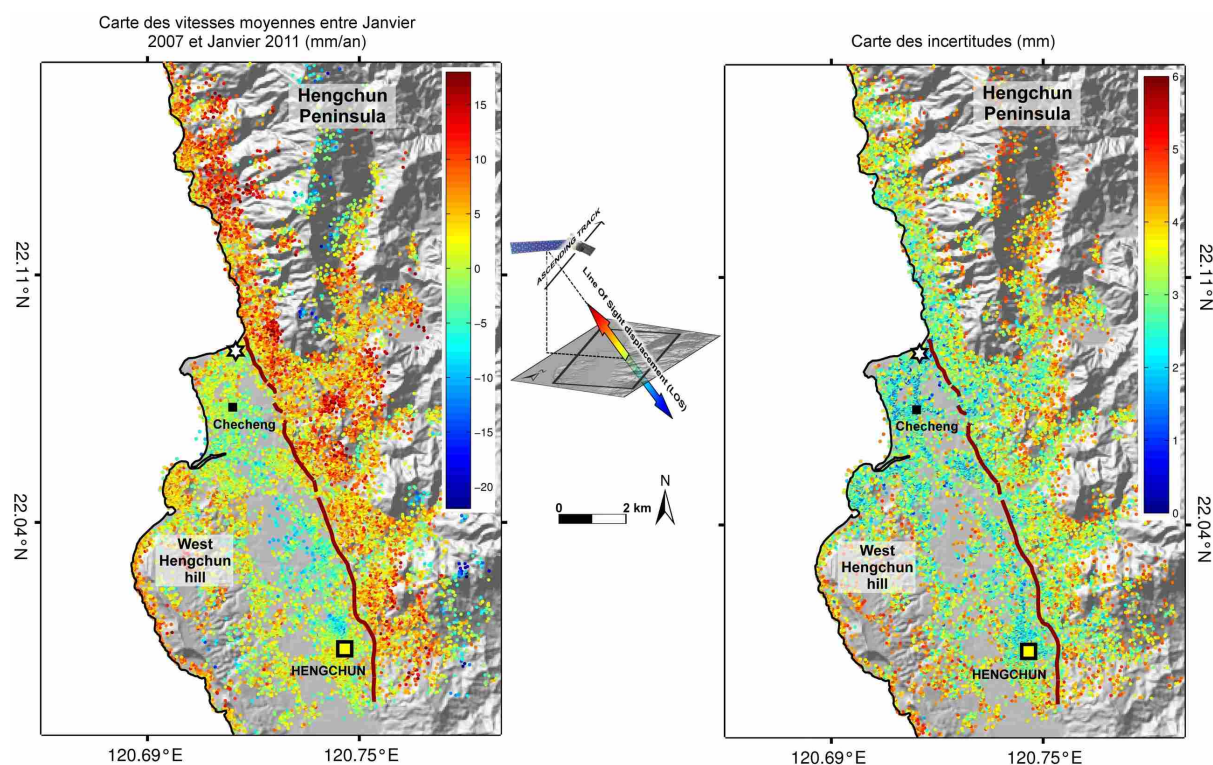


FIGURE 5.7: *Cartes des vitesses moyennes et des incertitudes liées à ces mesures entre 2007 et 2011. L'étoile blanche représente le point de référence. La ligne rouge correspond au nouveau tracé de la faille de Hengchun réalisé à partir des résultats PS.*

à la carte des incertitudes (Figure 5.7) correspondant au calcul de la déviation standard, on s'aperçoit que celle-ci varie entre 0 et 6 mm/an avec une grande disparité au sein de la Chaîne Côtière, et notamment une zone de très forte incertitude au Nord-Est de la faille dans les zones montagneuses. Cette même zone se retrouve aussi dans la carte des vitesses moyennes affichant des vitesses négatives (entre -5 et -10 mm/an) contrairement aux vitesses positives des points qui les entourent.

La déformation la plus importante ressortant de la carte des vitesses moyennes est sans aucun doute la présence d'un saut dans les vitesses entre la plaine de Hengchun et la chaîne de montagne (avec un passage rapide du vert au rouge). Ce saut, localisé à proximité de la faille de Hengchun, est engendré par le glissement inter-sismique de cette dernière. Compte tenu de l'orientation de la ligne de visée du radar et de l'orientation NO-SE de la faille de Hengchun (mouvement inverse à vergence Ouest), la configuration



géométrique est presque idéale pour détecter et mesurer le glissement de la faille. Les résultats obtenus sont remarquable avec la mise en évidence du glissement de la faille de Hengchun sur plus de 9 kilomètres. La densité de points autour de la faille nous permet de dessiner un nouveau tracé de faille (donné en Figure 5.7). Ce tracé est beaucoup plus précis que ceux donnés par le Central Geological Survey (2006) ou Shyu et al. (2005).

Il est possible par ailleurs de diviser la carte des déplacements en trois zones avec d'Ouest en Est :

- Les **collines de Hengchun**, qui se soulèvent légèrement avec un gradient positif Est-Ouest. Néanmoins, les vitesses de soulèvement restent faibles et sont comprises entre 0 et 7 mm/an.
- La **plaine de Hengchun**, qui subside en de nombreux endroits comme par exemple au Nord de la ville de Hengchun avec des vitesses variant de -2 à -10 mm/an.
- La **chaîne de montagne**, qui se soulève de manière quasi homogène avec une vitesse de soulèvement moyenne de 10 mm/an.

#### 5.2.4 Analyse spatio-temporelle du glissement intersismique de la faille de Hengchun

La mesure des déplacements au niveau de la péninsule de Hengchun a permis d'identifier et de localiser avec précision la trace en surface de la faille de Hengchun. La question maintenant est d'étudier la variation spatiale de la vitesse de glissement le long de cette dernière. Pour répondre à cette question, nous avons choisi de réaliser une série de 31 profils parallèles perpendiculaires au tracé de la faille. Tous les profils sont distants de 400 mètres et présentent une longueur de 10 km. Pour sélectionner les points de mesure autour de chaque profil, nous avons utilisé une zone tampon de 200 mètres de chaque côté des profils. Ainsi, une série de profils indépendants a été obtenue (chaque point ne pouvant être attribué qu'à un seul et unique profil). Le nombre de réflecteurs persistants par profil varie entre 400 et 1200.

Nous présentons ici deux profils particuliers (Figure 5.8), l'un passant par Checheng et l'autre par Hengchun (trait en pointillés noirs), chaque point bleu donnant la vitesse moyenne d'un PS avec la barre grise d'incertitude qui y est associée. Le passage de la

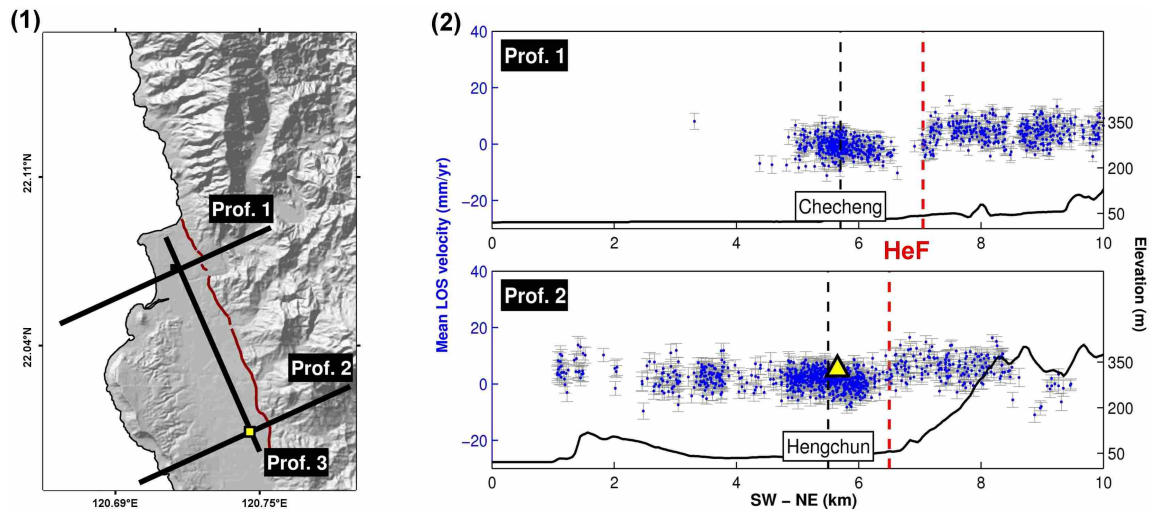


FIGURE 5.8: *Exemple de profils perpendiculaires à la faille et Hengchun.* (1) Localisation des profils le long de la faille de Hengchun (traits rouges). (2) Profils perpendiculaires à la faille avec en bleu les vitesses moyennes PS, et en gris les incertitudes sur ces mesures. Le triangle jaune représente la vitesse de la station GPS HENC en ligne de visée. La ligne noire représente la topographie le long du profil extraite à partir du MNT à 40m.

faille de Hengchun est quant à lui représenté en pointillés rouges. Lorsque l'on examine les variations des vitesses moyennes le long des deux profils, il apparaît très clairement un saut à proximité de la faille. Ce saut est engendré par le glissement asismique annuel de la faille. Sur le profil 1, il est intéressant de noter que la faille n'est pas localisée au pied de la chaîne montagneuse, contrairement au profil 2. Notons que la densité de réflecteurs est très dense au niveau des deux villes. À travers le profil 2, on remarque que les collines de Hengchun (d'altitudes inférieures à 200 m) présentent une densité de points de mesure faible mais tout de même suffisante pour en retirer des informations sur le déplacement global des collines.

Afin de quantifier spatialement le glissement asismique de la faille de Hengchun, nous avons, pour chaque profil, séparé les réflecteurs en deux parties au niveau du passage de la faille (Ouest et Est). Grâce à deux régressions linéaires (calculées de part et d'autre), nous avons estimé la différence de vitesse moyenne au pied de la faille. Le grand nombre de profil nous permet d'avoir une excellente résolution spatiale (avec un point tous les 400 mètres) pour analyser l'activité de la faille en surface. La Figure 5.9 représente les vitesses



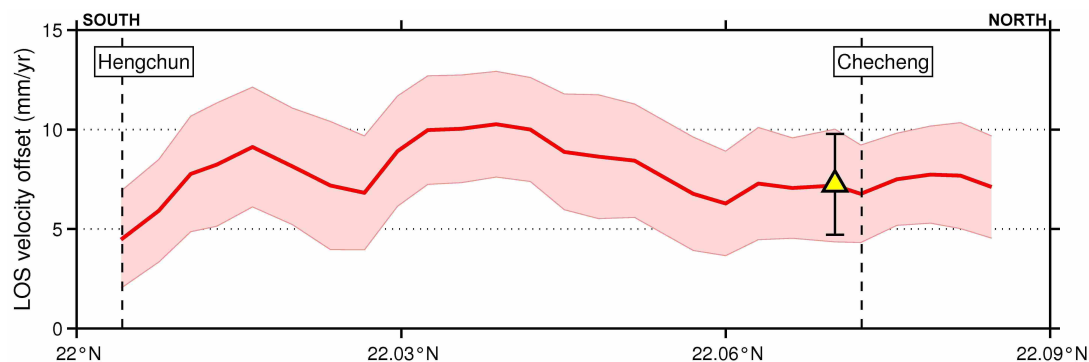


FIGURE 5.9: *Évolution spatiale du glissement asismique de la faille de Hengchun.* La ligne épaisse rouge représente l'estimation du taux de glissement le long de la faille réalisée grâce aux profils. L'enveloppe rouge entourant cette ligne correspond à l'incertitude sur la mesure. Le triangle jaune donne la vitesse de glissement estimée à l'aide des données GPS (projetée selon la ligne de visée du radar, voir section 5.2.6).

de glissement (en ligne de visée du radar) le long de la faille en fonction de la latitude. Il est possible d'étudier le taux de glissement en fonction de la latitude grâce à l'orientation N015° E de la faille (presque Nord-Sud). Bien entendu une légère compression opère par rapport à la longueur réelle de la faille, mais elle n'a pas été prise en compte.

Les taux de glissement le long de la faille varient entre 5 et 10 mm/an. Au Nord de la péninsule (autour de Checheng), l'activité est stable avec une vitesse moyenne de 7,5 mm/an (sur 2 km de long), puis, vers le Sud le taux de glissement augmente progressivement (quasi-linéairement) pour atteindre son maximum d'environ 10,2 mm/an. Peu après 22,03° N, le taux chute brusquement et passe de 10 à 6,8 mm/an à proximité de l'entrée d'une vallée. À la suite de cette baisse, le taux de glissement connaît une seconde accélération jusqu'à atteindre un taux proche des 9 mm/an. Plus au Sud, en arrivant vers la ville de Hengchun, le taux de glissement baisse significativement jusqu'à atteindre sa plus faible valeur avec 4,9 mm/an. Nous avons décidé de ne pas utiliser les trois derniers profils car il est très difficile d'y mesurer le taux de glissement, c'est pourquoi la Figure 5.9 se termine à proximité de Hengchun.

Grâce à la carte des vitesses moyennes (Figure 5.7), un nouveau tracé de la faille de Hengchun a pu être réalisé, ainsi qu'une analyse spatiale du taux de glissement inter-sismique. Néanmoins, un suivi dans le temps du taux de glissement peut aussi se faire

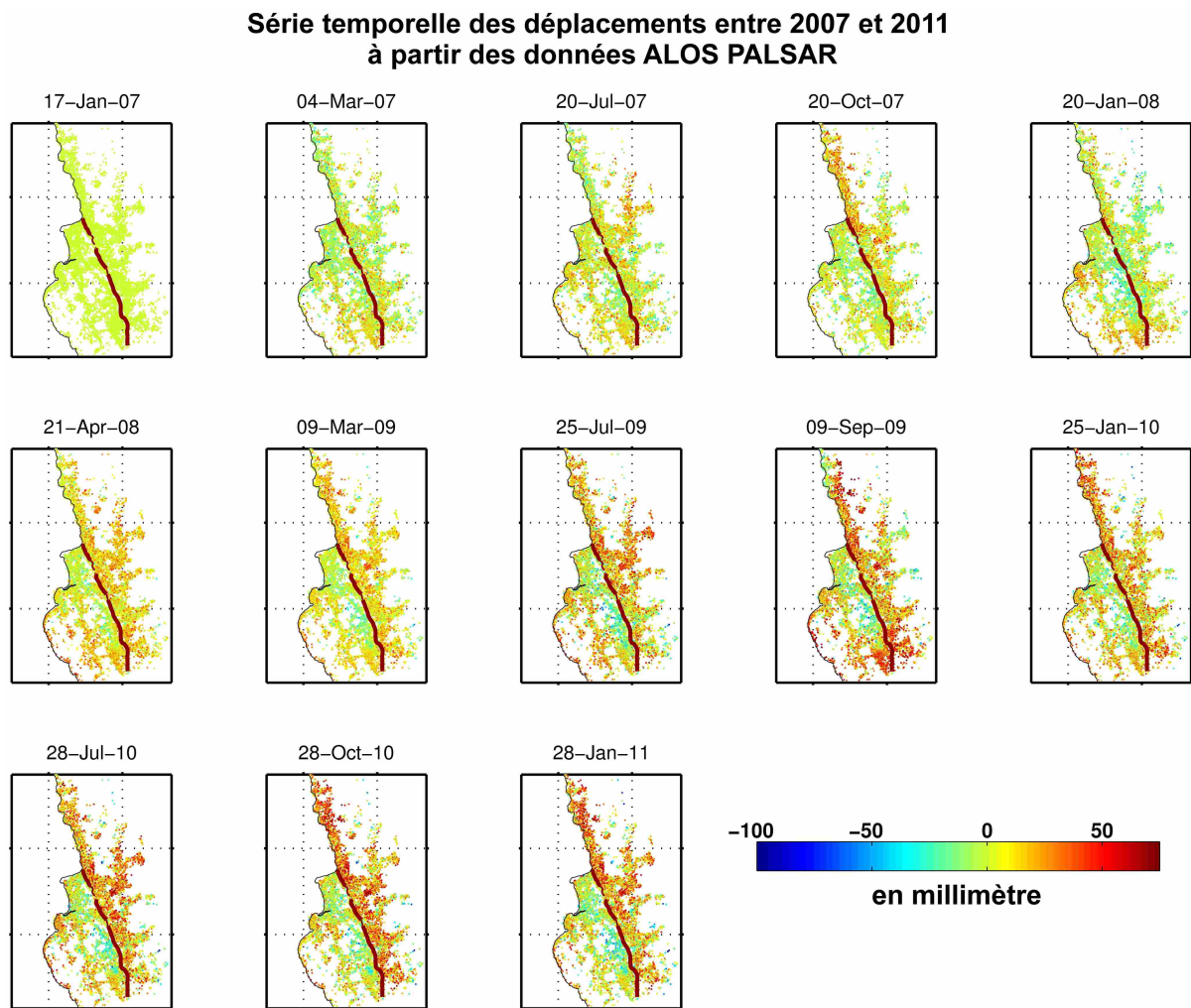


FIGURE 5.10: *Série temporelle des déplacements entre 2007 et 2011 (en mm). Une carte de déplacement est obtenue pour chaque date d'acquisition ALOS. La première image (17 Janvier 2007) est prise comme référence.*

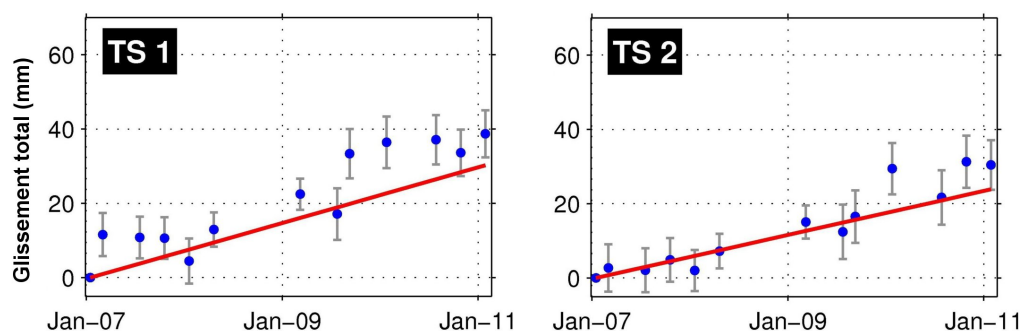


FIGURE 5.11: *Évolution temporelle du glissement le long des profils 1 et 2. Les figures TS1 et TS2 correspondent à l'évolution du glissement cumulé dans le temps pour chacun des profils 1 et 2. Chaque point bleu correspond à une date d'acquisition et les barres grises sont les incertitudes mesurées. La droite rouge représente la droite de régression linéaire.*

grâce à la reconstruction de la série temporelle en sortie de traitement StaMPS. La Figure 5.10 présente ainsi la série temporelle des déplacements entre 2007 et 2011. La première date (17/01/2007) est prise comme référence (déformation zéro). L'observation de cette série temporelle permet bien de rendre compte du soulèvement progressif en fonction du temps de la partie Est de la faille de Hengchun. Cependant, cette série est marquée par ce que l'on peut considérer comme des anomalies dans l'évolution de la déformation. Ainsi, le 20 Octobre 2007, on observe au Nord de la zone un soulèvement soudain de la partie montagneuse qui n'est plus observable le 20 Janvier 2008. Ce même phénomène est perceptible entre le 9 Septembre 2009 et le 25 Janvier 2010, mais il est cette fois-ci localisé au Sud de la zone. Ces anomalies sont vraisemblablement dues à des perturbations atmosphériques mal corrigées lors du traitement PS.

L'intérêt de suivre l'évolution du taux de glissement dans le temps est de déterminer si le glissement le long de la faille se produit de manière linéaire ou non. Pour se faire, nous avons évalué à chaque date le déplacement engendré par la faille (glissement cumulé) grâce à la série des profils précédent. La Figure 5.11 montre l'évolution du glissement de la faille de Hengchun pour les profils 1 et 2 présentés dans la Figure 5.8. Dans ces deux cas, le glissement paraît principalement linéaire au cours du temps. De légères accélérations et décélérations se produisent, mais la résolution temporelle des images radar n'est pas suffisante pour extraire une composante non-linéaire au glissement. Nous avons procédé de

même pour tous les autres profils, et il en ressort un comportement linéaire du glissement le long de la faille, synonyme d'un relâchement régulier des contraintes en profondeur.

### 5.2.5 Localisation et estimation des zones de subsidence

Comme il a été dit précédemment, la carte des vitesses moyennes PS a permis de quantifier de façon claire l'activité inter-sismique de la faille de Hengchun (Figure 5.7). De plus, un autre phénomène est mis en évidence grâce à cette carte, il s'agit de la subsidence d'une grande partie de la plaine de Hengchun. Pour examiner la subsidence de cette dernière, nous avons utilisé cette fois un profil Nord-Sud (Figure 5.12) passant par les villes de Checheng et de Hengchun. Le résultat de ce profil est illustré par la Figure 5.12. On y retrouve une très forte densité de points à proximité des zones urbaines contrairement au reste du profil où la densité est faible.

On dénombre trois zones importantes de subsidence : au Sud de Checheng (max -4,2 mm/an), entre Checheng et Hengchun (max -6,15 mm/an) et juste au Nord de Hengchun (max -6,6 mm/an). Afin d'observer l'étendue spatiale de ces différentes zones de subsidence, une carte des iso-déplacements a été construite en se basant sur les vitesses moyennes PS (Figure 5.12 en bas). Le premier bassin de subsidence n'est pas très vaste (environ 1 km de long), contrairement au second bassin qui fait plus de 2,5 km de long pour une largeur maximale de 1,5 km (environ 3,75 km<sup>2</sup>). La troisième zone de subsidence fait environ 1 km<sup>2</sup> de superficie et présente les taux de subsidence les plus élevés de la plaine allant jusqu'à -7 mm/an. L'une des causes principales de la subsidence générale de la plaine de Hengchun est le pompage en eau (en sous-sol) nécessaire à l'agriculture intensive du riz, des bananes, ou de la canne à sucre. Cependant, les forces engendrées par le déplacement inverse de la faille de Hengchun peut aussi être une explication à la présence des zones de subsidences.

### 5.2.6 Comparaison avec les autres mesures géodésiques

Maintenant que les déformations affectant la plaine de Hengchun ont pu être localisées et mesurées à partir de la méthode interférométrique PS, il est primordial de valider ces résultats en les comparant avec les autres mesures géodésiques existantes telles que les

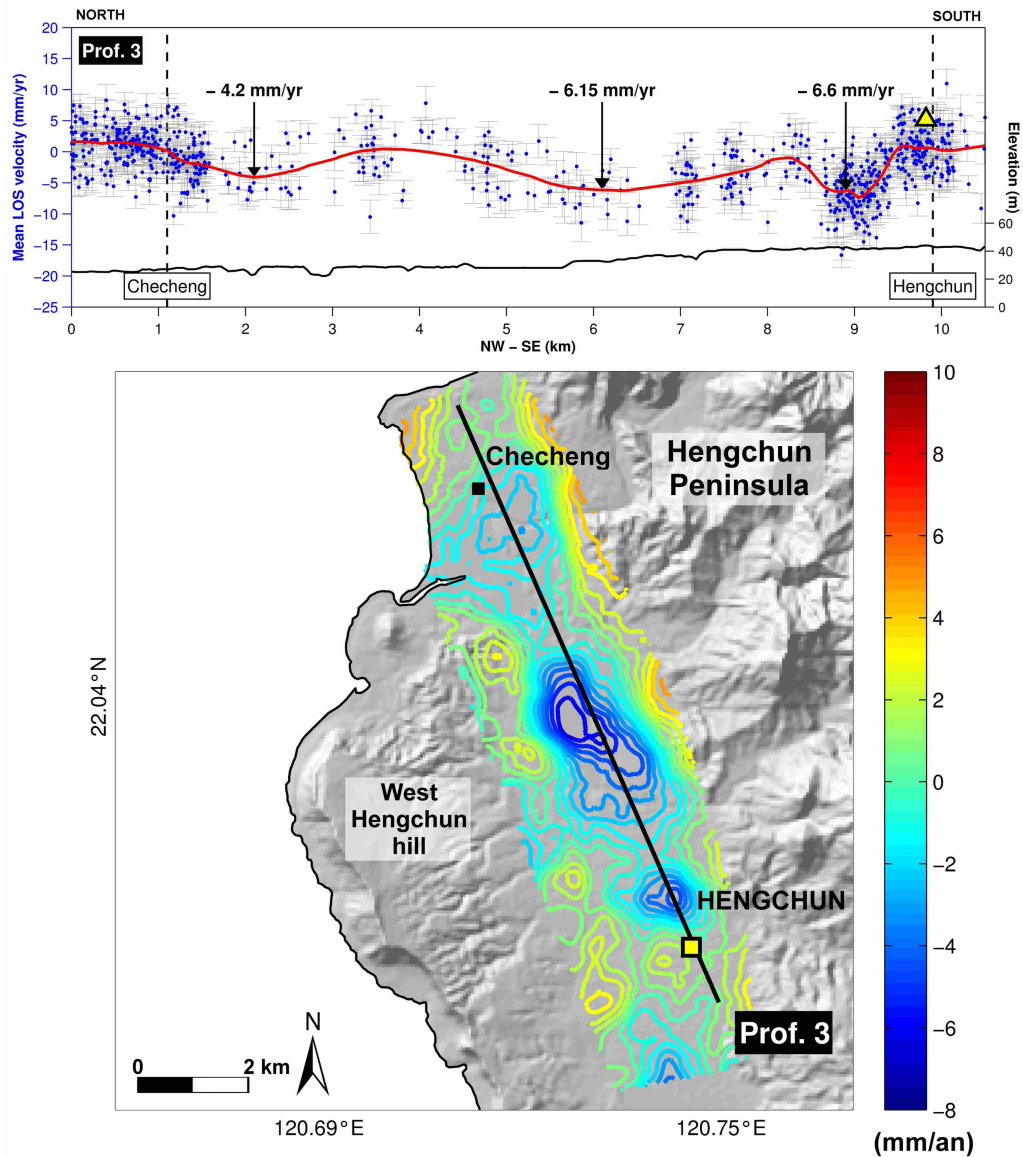


FIGURE 5.12: *Profil Nord-Sud et carte des iso-déplacements moyens pour la plaine de Hengchun.* (1) Profil Nord-Sud des vitesses moyennes (en mm/an). La ligne rouge est une courbe de tendance lissée obtenue à partir des vitesses moyennes des réflecteurs. Le triangle jaune représente la vitesse de la station GPS de Hengchun (projetée dans la ligne de visée du radar, voir section 5.2.6). La ligne noire représente la topographie le long du profil extraite à partir du MNT à 40 m. (2) Carte des iso-déplacements moyens entre 2007 et 2011 (en mm/an).

données de GPS continu ou les mesures de nivellement de précision.

Avec la collaboration de Lin Kuan-Chuan (Doctorant Géoazur et National Taiwan University), nous avons pu obtenir les données des stations GPS continu pour la période comprise entre Janvier 2007 et Mai 2010. Un total de cinq stations GPS couvrent l'ensemble de la péninsule de Hengchun, mais seulement trois sont localisées dans notre zone d'étude (GS57, GS59 et HENC). Les séries temporelles des trois composantes de déplacement (Nord, Est, et Vertical) pour chaque station sont disponibles en annexe. Pour les stations GS57 et GS59, la série temporelle ne s'étale que sur quelques mois car ce sont de nouvelles stations (les premières mesures ne sont valides qu'à partir de janvier 2010).

Les stations GPS utilisées pour cette comparaison sont représentées par des points sur la Figure 5.13. Elles sont accompagnées par des flèches grises et noires illustrant respectivement les mouvements verticaux et horizontaux de chacune d'elles. En ce qui concerne les déplacements verticaux, ils sont pratiquement colinéaires à la direction de convergence entre la plaque Eurasienne et la plaque Philippines ( $N306^\circ E$ ). Pour les déplacements verticaux, les deux stations situées dans la plaine de Hengchun présentent des vitesses négatives importantes (centimétriques), avec  $-17,3$  mm/an pour GS59 et  $-9,3$  mm/an pour HENC. Pour la troisième station, située à l'Est de la faille de Hengchun, au coeur de la zone montagneuse, le vitesse verticale de déplacement est proche de zéro.

Pour chacune des trois stations, il a été calculé une vitesse de déplacement selon la ligne de visée du radar (en tenant compte de la variation de l'angle d'incidence local de la ligne de visée suivant l'axe de distance). La Figure 5.13 permet de comparer les vitesses des stations GPS (projetées dans la ligne de visée du radar, en mm/an) avec les vitesses moyennes PS. La vitesse de la station HENC (ligne de visée) a ainsi pu être incorporée sur les profils 2 et 3 (voir le triangle jaune sur les Figures 5.8 et 5.12). Elle se situe dans la partie supérieure du nuage de points PS sur les deux profils, mais la concordance entre les deux méthodes de mesure reste satisfaisante. À partir des vitesses selon la ligne de visée des stations GS59 et GS57 (localisées respectivement sur le mur et sur le toit de la faille), nous avons essayé d'estimer le taux de glissement par une simple soustraction entre les vitesses. Malgré l'éloignement important de la station GS57 par rapport à la zone de rupture, nous obtenons une vitesse de glissement semblable à celle estimée sur les réflecteurs persistants comme l'illustre la Figure 5.9 (estimation matérialisée par le



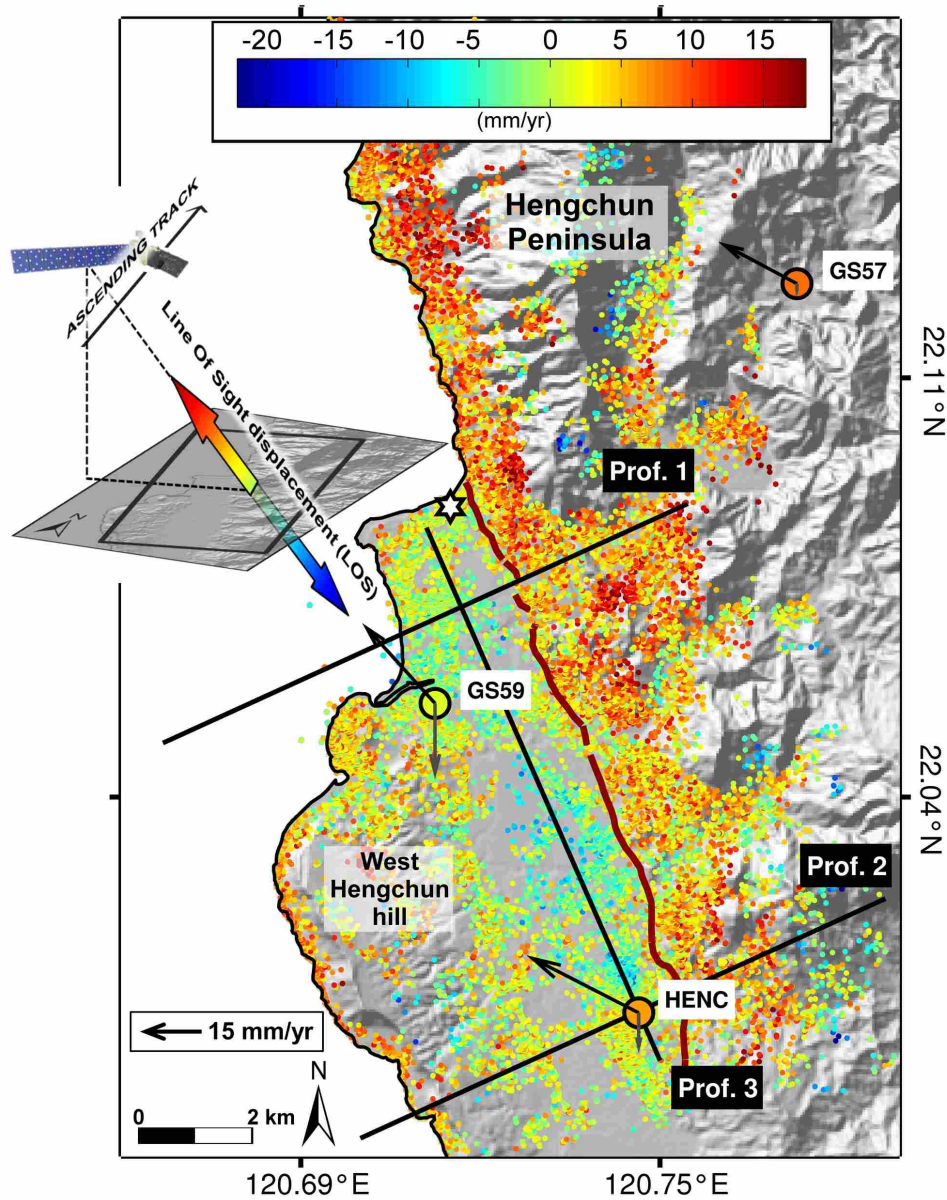


FIGURE 5.13: *Comparaison entre les vitesses moyennes PS et données GPS. Les vitesses des trois stations GPS (GS57, GS59 et HENC) ont été projetées selon la ligne de visée du radar. Les composantes horizontales et verticales des déplacements sont représentées par les flèches noires et grises respectivement.*

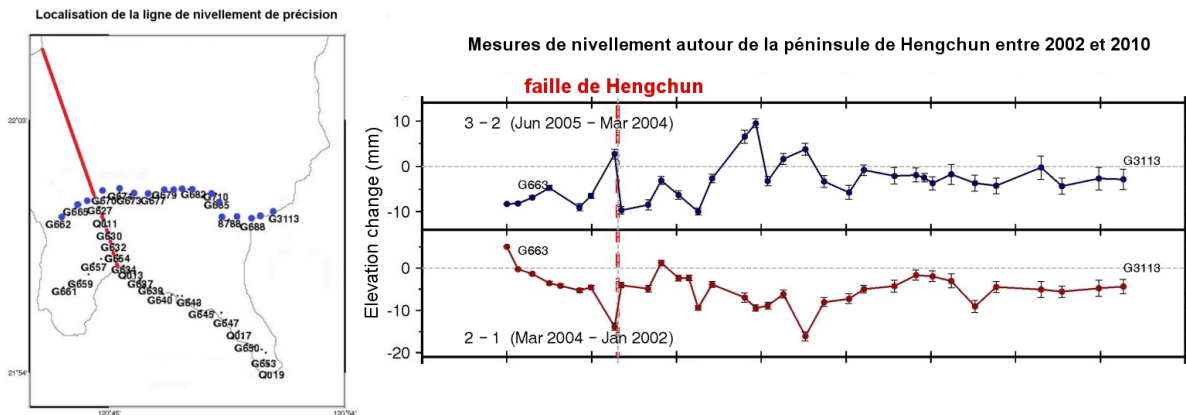


FIGURE 5.14: *Étude par nivellement de précision de la péninsule de Hengchun.* La ligne rouge correspond au tracé de la faille de Hengchun réalisé par Central Geological Survey de Taiwan. Les mesures bleues et rouges correspondent respectivement aux deux campagnes de nivellement (2002-2004 et 2004-2005). *Modifiée d'après Chang, 2006.*

triangle jaune). Cette rapide comparaison avec les données GPS nous permet de valider en grande partie la carte des déplacements obtenue avec StaMPS.

En 2006, Chang Ting-Yuan a étudié les déformations tectoniques de la péninsule de Hengchun à l'aide de deux campagnes de nivellement de précision. La Figure 5.14 permet de localiser la ligne de nivellement au niveau de la péninsule. Elle traverse la ville de Hengchun et est par conséquent située dans la zone d'étude PS. La faille de Hengchun est localisée entre les points G666 et G671 (représentée par la ligne rouge). Chang a ainsi estimé un taux de glissement au niveau de la ville de Hengchun de l'ordre de 5 mm/an entre 2002 et 2005. Cette valeur concorde bien avec notre estimation du taux de glissement à cet endroit de la faille qui est de 4,9 mm/an.

Au final, les résultats interférométriques obtenus à partir des données ALOS sur la péninsule de Hengchun sont en parfaite adéquation avec les autres mesures géodésiques. Ces nouveaux résultats sont bien plus que des compléments d'informations car ils présentent une densité de points de mesure incomparable avec les mesures GPS ou de nivellement. Ils ont à la fois permis la création d'un nouveau tracé de faille plus précis mais aussi le suivi spatio-temporel du glissement inter-sismique de la faille de Hengchun pour la période entre Janvier 2007 et Janvier 2011. La localisation d'une centrale nucléaire, à proximité

de cette faille active, pose le problème de risque nucléaire dans les zones à fortes activité tectonique. Un suivi régulier dans le temps et l'espace, doit être effectué sur la faille de Hengchun afin de prévenir au maximum ce risque.

## 5.3 Études préliminaires des déformations de la Plaine Côtière

Dans le cadre de la thèse d'Erwan Pathier en 2003, l'interférométrie radar a été utilisée pour détecter et mesurer le soulèvement de l'anticlinal de Tainan, à l'Ouest de l'île. L'une des perspectives de ce travail avait alors été l'utilisation des techniques interférométriques multi-images (réflecteurs persistants) dans le but d'augmenter de manière significative le nombre de points de mesure.

Dans cette optique, il a été décidé de réaliser une étude interférométrique PS avec les données ERS utilisées lors de sa thèse (soit 9 images entre Janvier 1996 et Octobre 2000, en orbite descendante). Ce jeu de données a depuis été complété par des données Envisat (16 images entre Mai 2005 et Juin 2008, en orbite descendante) et par des données ALOS (10 images entre Janvier 2007 et Janvier 2011, orbite ascendante). Cette importante base de données radar (séparée en trois jeux de données), permet d'obtenir une excellente couverture temporelle de la déformation autour de l'anticlinal de Tainan, mais aussi des autres déformations tectoniques dans cette partie de l'île sur une période de plus de 15 ans (avec toutefois une période de 5 ans sans données radar de Octobre 2000 à Mai 2005).

La couverture spatiale des trois jeux de données n'est pas identique (voir chapitre 3, Figure 3.19) : les données Envisat couvrent la zone entre Pingtung et le Nord de Miaoli, alors que les données ERS et ALOS couvrent la zone entre Pingtung et le Nord de Tainan. L'intérêt majeur d'analyser les déplacements dans le Sud-Ouest de Taiwan est double : localiser les structures actives et quantifier les variations d'activité de ces structures afin de mesurer le risque sismique dans une partie de l'île regroupant près de la moitié de la population totale de Taiwan (soit plus de 11 millions d'habitants).

Pour cela, les trois jeux de données ont été traités séparément avec la chaîne de traitement StaMPS. L'ensemble des résultats PS obtenus permet de suivre l'évolution

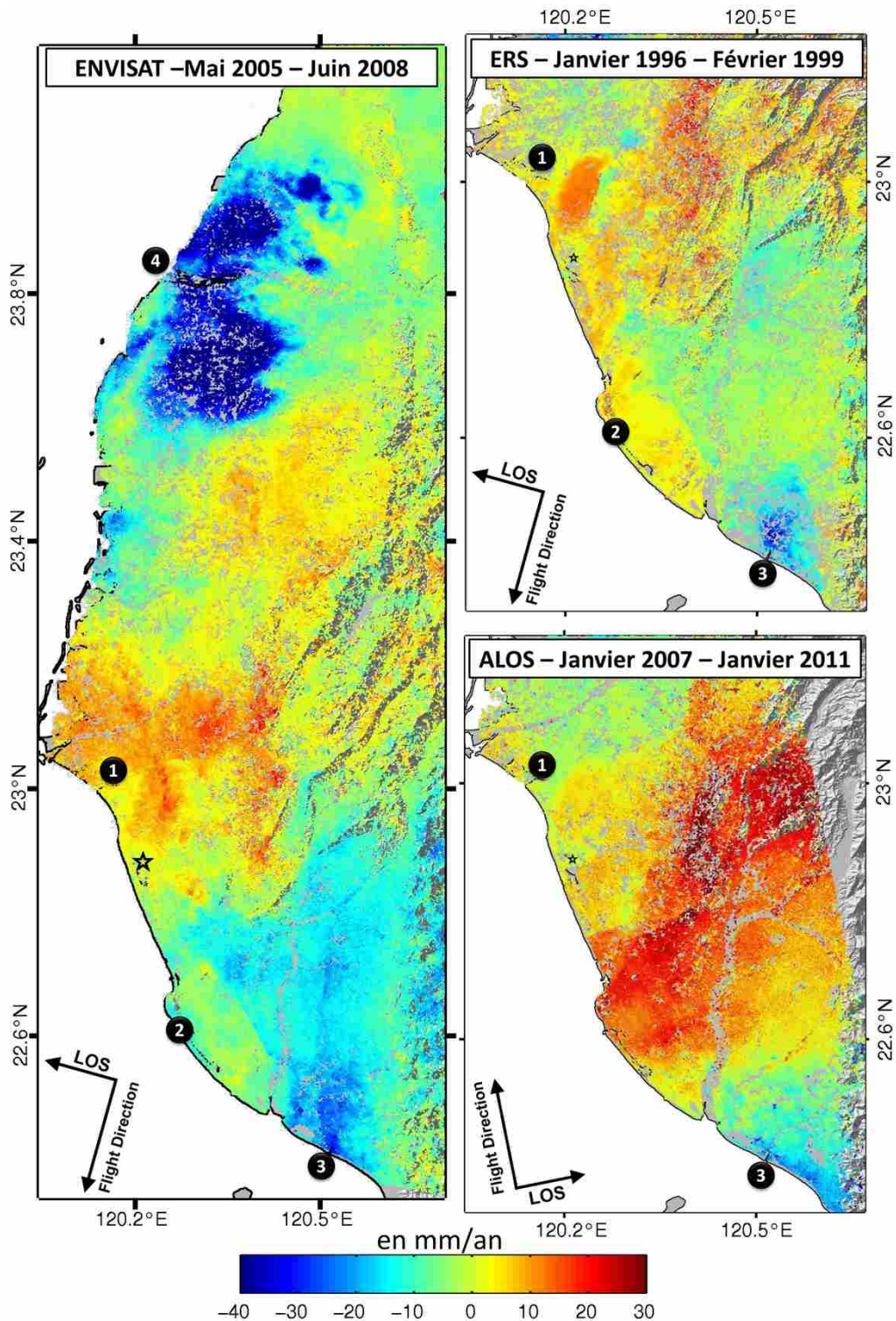


FIGURE 5.15: Cartes des déplacements issues du traitement PS des données ERS, Envisat et ALOS. L'étoile noire est notre point de référence. Les numéros permettent de localiser les principales déformations : (1) anticlinal de Tainan, (2) glissement de la faille de Fengshan, (3) subsidence de la plaine de Pingtung et (4) subsidence autour de la rivière Choshui.



des déformations de la Plaine Côtière entre 1996 et 2011. La Figure 5.15 regroupe les cartes des vitesses moyennes PS calculées avec ces différentes données ERS, Envisat et ALOS.

Quatre zones de déformations importantes ont pu être identifiées à partir des cartes de déplacements PS (Figure 5.15) :

- **Le soulèvement de l’anticlinal de Tainan (1)**, dont la déformation est fortement perceptible sur les cartes PS "ERS" et "Envisat". Cet anticlinal, d’une altitude moyenne de 45 m, est bordé à gauche par la faille supposée de Tainan et à droite par la faille de Houchiali (Figure 5.16). Plus à l’Est, se trouve une troisième faille, parallèle à l’axe de l’anticlinal, nommée faille de Chungchou [Fruneau et al., 2001, Pathier, 2003, Huang et al., 2009b].
- **Le glissement de la faille de transfert de Fengshan (2)**, située à l’Est de la ville de Kaohsiung. Cette faille est présente sur les cartes tectoniques de Taiwan [Deffontaines et al., 1997, Chang et al., 1998, Shyu et al., 2005] mais son activité (passée et présente) et sa trace précise sont encore méconnues.
- **La subsidence de la plaine de Pingtung (3)**, qui est due à 75%, à la baisse de niveau des nappes d’eaux souterraines par pompage excessif. Les 25% restant sont associés à la subsidence holocène (d’origine tectonique et causée par la déformation transtensif accompagnant l’extrusion tectonique du Sud-Ouest de Taiwan) [Hou et al., 2005].
- **La subsidence autour de la rivière Choshui (4)**, qui résulte de la compaction d’un système d’aquifères par pompage excessif d’eau dans les nappes souterraines [Liu et al., 2004, Hung et al., 2010].

### 5.3.1 Évolution de la déformation autour de l’anticlinal de Tainan

Plusieurs études interférométriques ont déjà été réalisées avec les données ERS sur la déformation de l’anticlinal de Tainan entre 1996 et 2000 [Fruneau et al., 2001, Pathier, 2003, Huang et al., 2009a], il était par conséquent normal de retrouver le même signal de déformation avec le traitement PS. Le plus intéressant est la comparaison des

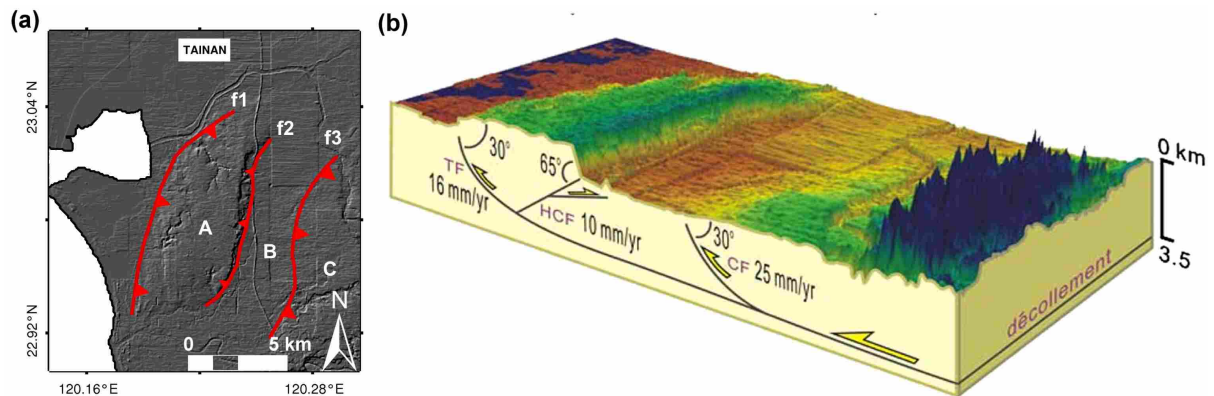


FIGURE 5.16: *Carte tectonique et modèle structural de l'anticlinal de Tainan.* (a) *Carte tectonique des grandes unités autour de l'anticlinal de Tainan.* A : anticlinal de Tainan ; B : plaine de Tainan ; C : terrasse de Chungchou ; f1 : faille de Tainan (TF) ; f2 : faille de Houchali (HCF) ; f3 : faille de Chungchou (CF). (b) *Modèle structural proposé par Huang et al. (2009) avec le décollement d'une structure de type pop-up.*

trois champs de déformations obtenus à partir des données ERS, Envisat et ALOS (Figure 5.17). Il existe de grandes différences entre ces cartes et la plus flagrante survient entre les résultats "ERS" et "Envisat", avec une migration de la déformation maximale vers l'Est (partie gauche de la faille de Houchali). Cette évolution dans le temps du champ de déformation autour de l'anticlinal de Tainan, si elle est validée par les autres mesures géodésiques (GPS et nivellement), peut s'avérer problématique en terme de risque sismique. Il est donc crucial d'effectuer une analyse complète de cette évolution afin de prévenir tout risque pour la population (plus de 760 000 hab. concernés) en cas de forte probabilité d'un séisme majeur.

Les profils Ouest-Est réalisés sur les vitesses moyennes PS permettent de visualiser l'activité tectonique des failles de Tainan et de Houchali (sur les résultats obtenues avec les données ERS et Envisat). La faille de Houchali est moins marquée par un saut dans les vitesses PS sur le profil "Envisat" que sur les autres profils, significatif d'une baisse notable de l'activité tectonique de cette faille sur la période 2005-2008 (visible au niveau des vitesses PS autour de la plaine de Tainan). Concernant le sommet de l'anticlinal de Tainan, on observe un saut dans les vitesses moyennes Envisat peu avant le kilomètre 6 que l'on ne retrouve pas dans les vitesses moyennes ERS. Pour le profil des vitesses



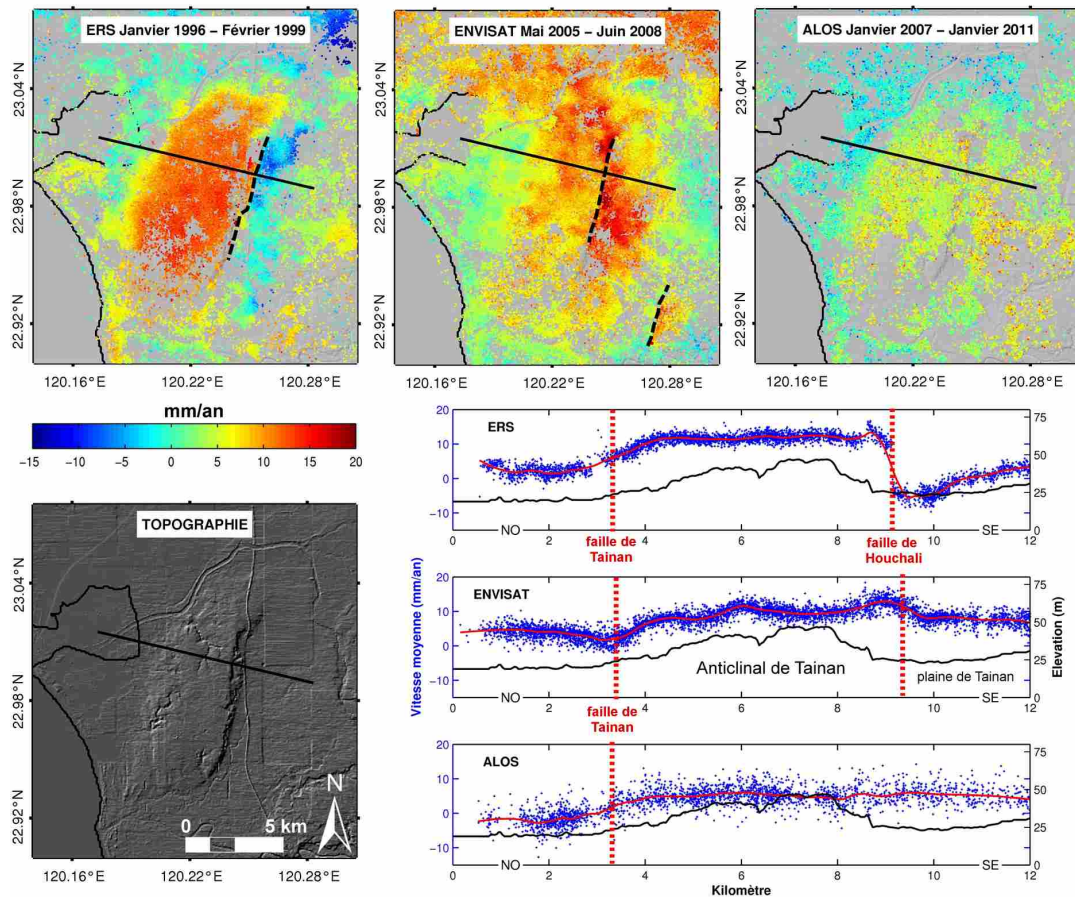


FIGURE 5.17: Cartes et profils des déplacements autour de l'anticlinal de Tainan issues du traitement PS des données ERS, Envisat et ALOS. La ligne noire présente sur les quatre cartes permet de localiser les profils des vitesses PS situés sous les cartes. La topographie est extraite d'un estompage du MNT à 40 m.

moyennes PS "ALOS", il est difficile d'observer un champ de déformation autour de l'anticlinal de Tainan, seul un faible signal de déformation à proximité de la faille de Tainan est perceptible. Cette étude préliminaire de l'évolution de la déformation autour de l'anticlinal de Tainan a mis en lumière des changements significatifs du champ de déformation. Il apparaît très important de continuer l'effort de recherche sur le suivi de l'anticlinal de Tainan afin de valider ou non ces nouveaux résultats interférométriques et de prévenir tout risque de séisme majeur.

### 5.3.2 Évolution du glissement de la faille de Fengshan

Les résultats interférométriques obtenus à proximité de la faille de Fengshan démontrent de façon très claire la présence d'une discontinuité dans les vitesses moyennes PS. Comme pour les autres zones d'études, il est possible de réaliser un nouveau tracé de cette faille, beaucoup plus précis que les précédentes cartes [Chang et al., 1998,

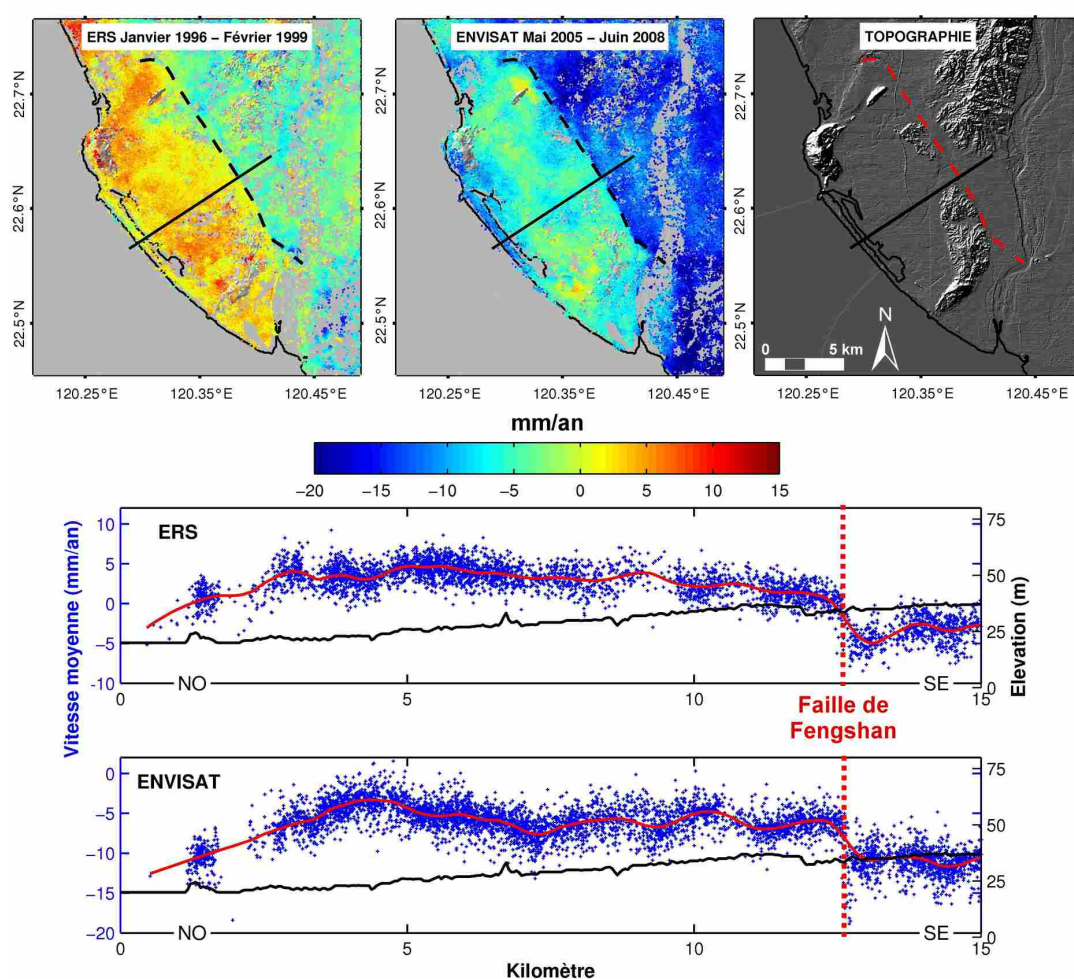


FIGURE 5.18: Cartes et profils des déplacements autour de la faille de Fengshan issus du traitement PS des données ERS et Envisat. Le trait en pointillés noirs représente la faille de Fengshan. La ligne noire présente sur les trois cartes permet de localiser les profils des vitesses PS situés sous les cartes. La topographie est extraite d'un estompage du MNT à 40 m.

Shyu et al., 2005]. Les cartes de déplacement présentées en Figure 5.18 montrent un soulèvement de la partie Ouest de la faille. Les vitesses moyennes de ces cartes ont été calculées par rapport à une zone de référence commune (voir l'étoile noire de la Figure 5.15). Ce qui est important de comparer dans le cas de la faille de Fengshan est le taux de glissement qu'il est possible d'estimer à partir des deux profils "ERS" et "Envisat" (glissement relatif). Quelle que soit la période d'étude, le saut dans les vitesses moyennes PS à proximité de la faille de Fengshan est d'environ 5 mm/an. Par conséquent, il sera intéressant par la suite d'étudier le comportement spatio-temporel du glissement de cette faille.



# Conclusions

---

La méthode des réflecteurs persistants, qui rencontre actuellement un grand succès, permet de mesurer les déplacements de la surface terrestre avec une densité de points de mesure incomparable à celle offerte par les autres réseaux de mesure géodésiques. Tout au long de ce travail de thèse, nous avons montré tout son potentiel pour la détection et la caractérisation des déformations tectoniques inter-sismiques à Taiwan, en zone tropicale fortement végétalisée. L'apport conjugué de cette méthode et des données ALOS a permis de dépasser la majorité des limites intrinsèques à l'île de Taiwan pour la mesure des déplacements par interférométrie radar, à savoir la présence de végétation, le climat tropical et le relief escarpé.

L'objectif de ce travail de thèse était d'identifier, de caractériser et de quantifier les déformations tectoniques inter-sismiques de l'île de Taiwan. La majeure partie de l'île de Taiwan n'avait jamais fait l'objet d'une telle étude auparavant. Sur les trois zones d'études choisies dans ce manuscrit, les résultats obtenus sont sans précédent, avec des densités de points de mesure très largement supérieures à celles obtenues dans les précédentes études par interférométrie radar différentielle. La chaîne de traitement spécifique StaMPS utilisée ici a montré toute sa capacité à extraire les informations de déplacements (millimétriques à centimétriques) aussi bien sur les zones urbaines que sur les zones de végétation. Un autre avantage de StaMPS, comme pour toutes les méthodes multi-images, vient de la possibilité d'accéder à l'évolution temporelle de ces déformations, fournissant ainsi des informations précieuses sur leurs comportements temporels.

Dans la Vallée Longitudinale, les résultats PS ont mis clairement en évidence l'activité inter-sismique de la faille de la Vallée Longitudinale sur plus de 40 kilomètres. Avec plus de 45 PS/km<sup>2</sup> dans les zones non-urbanisées, il a été possible de réaliser un nouveau tracé de faille d'une très grande précision (entre 20 et 100 mètres). Ceci a permis l'identification

de nouvelles déformations sur des structures anthropiques, attribuées au glissement de la faille, ouvrant ainsi la voie à l'installation de nouveaux extensomètres, afin de densifier le nombre de mesures sur le terrain. À partir des résultats PS, une estimation du taux de glissement le long de la faille a été effectuée avec plus de 50 points de mesure (aucune étude auparavant n'avait réussi une estimation aussi fine). Les variations d'activité de la faille de la Vallée Longitudinale trouvent très certainement leurs origines dans la présence, sur certains segments de faille, d'une composante décrochante plus importante par rapport à la composante inverse. Nous n'avons pas été en mesure de déterminer leur part respective, mais l'utilisation des trois composantes de déplacements des stations GPS situées à proximité de la faille devrait nous fournir prochainement les informations nécessaires pour estimer les contributions inverses et décrochantes en certains endroits de la faille. La série temporelle des déplacements permet d'établir que la faille de la Vallée Longitudinale présente principalement un comportement linéaire (tout au moins pour la période entre 2007 et 2010), mais un nombre plus important de données radar permettrait de mesurer une éventuelle composante non-linéaire liée à l'alternance entre saison sèche et saison humide, déjà observée sur les mesures par extensomètres. L'autre point majeur de ce travail de thèse correspond au premier véritable tracé de la faille de Luyeh, car jamais auparavant son activité n'avait été détectée et mesurée de la sorte, nous permettant ainsi d'estimer son taux de glissement à environ 0,8 cm/an (ceci correspond à la valeur moyenne le long de la faille). Enfin, l'ensemble des structures actives identifiées dans la Vallée Longitudinale à partir des résultats PS nous ont permis de réaliser deux campagnes de validation sur le terrain qui ont été très concluantes, avec l'observation de très nombreuses déformations sur les infrastructures anthropiques, validant ainsi la nouvelle carte de la néotectonique de la vallée.

L'étude de la partie Nord de la Vallée Longitudinale par réflecteurs persistants montre que les taux de déformations dans cette partie de la vallée sont beaucoup moins importants que dans le Sud. La déformation n'est pas localisée à proximité des grandes structures tectoniques, mais est diffuse sur quelques kilomètres. Cependant, il a été mis en évidence une zone de glissement sur plus de 5 kilomètres près de la ville de Guangfu, avec des taux variant entre 6 et 8 mm/an. Nous avons également pu réaliser un tracé très précis de cette faille.



Concernant le travail réalisé sur la péninsule de Hengchun, il s'agit de la première étude par interférométrie radar sur cette zone. Les résultats PS sont là encore plus que satisfaisants, avec une bonne couverture spatiale PS de la péninsule. Le suivi de cette zone majeure de la collision actuelle montre l'existence d'un glissement inter-sismique le long de la faille de Hengchun sur la période 2007-2010. Un travail similaire à celui réalisé sur la Vallée Longitudinale nous a conduit à la cration d'un tracé de faille plus précis et à l'évaluation des taux de glissement le long de la faille (avec un glissement moyen de 7 mm/an). La présence d'une centrale nucléaire à moins de deux kilomètres de cette faille accroît encore un peu plus l'intérêt d'un suivi régulier de cette zone.

Enfin, le travail préliminaire réalisé sur le Sud-Ouest de Taiwan, autour du front de déformation, a montré tout l'intérêt d'un suivi temporel sur le long terme en utilisant toutes les données radar disponibles (entre 1995 et 2010 dans cette étude). En effet, des différences majeures s'observent dans le champ de déformation entre 1999 et 2006. Le cas du soulèvement de l'anticlinal de Tainan en est le parfait exemple, avec une migration de la déformation vers l'Est, amenant par conséquent des questions sur le risque sismique lié à ce changement important dans les déformations de surface. Par la suite, il sera essentiel d'approfondir l'étude de l'évolution du champ de déformation autour de l'anticlinal de Tainan, et d'effectuer une confrontation avec les mesures de nivellement et les mesures GPS qui devrait permettre aussi de valider cette évolution de la déformation. Plus au Sud, l'activité inter-sismique de la faille de Fengshan a aussi été détectée, et une évaluation sommaire de son activité a été réalisée avec un taux de glissement estimé proche de 5 mm/an.

Au vu de l'ensemble des résultats obtenus lors de ce travail de thèse, l'apport de la méthode des réflecteurs persistants pour la détection et la mesure des déformations inter-sismiques à Taiwan est indéniable. Cependant plusieurs questions se posent encore sur la nature même des réflecteurs persistants. En effet, très peu d'études traitent de ce sujet et une meilleure connaissance des PS et notamment l'influence d'un certain nombre de paramètres comme par exemple la fréquence d'acquisition des images RSO ou encore la longueur d'onde des données utilisées est nécessaire. Les résultats obtenus sur la Vallée Longitudinale sont le parfait exemple des interrogations que l'on peut se poser concernant la nature des PS sélectionnés. Effectivement, nous avons observés des

réflecteurs persistants situés en plein milieu du lit de la rivière Peinan ou encore dans les zones de forêt dense. Dans certains cas, la présence de gros blocs rocheux permet d'apporter une explication sur la présence d'une partie des réflecteurs persistants mais certains restent inexplicables pour le moment. Il est tout à fait possible de mener une telle étude sur la Vallée Longitudinale compte tenu de la diversité des types d'occupation du sol et de la possibilité de comparer des résultats obtenus avec les données ERS et ALOS.

En parallèle de la méthode des réflecteurs persistants, l'intérêt des données ALOS pour l'étude de zones à fort couvert végétal est lui aussi flagrant. Ce travail de thèse ouvre ainsi des perspectives quant à l'utilisation de cette méthode avec les données ALOS sur d'autres zones de Taiwan. C'est le cas par exemple la plaine d'Ilan, située au Nord-Est, qui est la partie visible de l'ouverture du bassin d'Okinawa. L'intérieur de la Chaîne Centrale est d'importance majeure dans la compréhension de l'orogène actuelle et représente un défi méthodologique avec la présence de fortes pentes et d'une végétation dense. Même si la densité de point PS risque d'y être très faible, toutes les informations relatives aux déplacements à l'intérieur de cette chaîne seront à n'en pas douter d'une grande importance. Qui plus est, compte tenu de la difficulté d'accès dans ces montagnes pour effectuer des campagnes de mesures et du faible nombre de station GPS installées dans cette partie de l'île.

Cependant, le 22 avril 2011, le satellite ALOS a connu des problèmes dans sa production d'électricité, menant à l'arrêt brutal des instruments embarqués à bord (notamment du capteur PALSAR). L'interruption définitive des acquisitions d'images PALSAR, combinée à la fin de vie des satellites ERS-2 et Envisat, pose le problème de la couverture par imagerie radar des déformations à l'heure actuelle. D'autant plus que les lancements des successeurs ALOS-2 (pour ALOS) et Sentinelle-1 (pour ERS et Envisat) ne sont pas prévus avant 2013.

Par conséquent, l'emploi des données radar haute résolution TerraSAR-X ou COSMO-SkyMed, apparaît alors indispensable pour la continuité de l'étude des déformations lentes sur certaines zones du Sud-Ouest de Taiwan (notamment pour le soulèvement de l'anticlinal de Tainan). L'utilisation des données COSMO-SkyMed prévue prochainement est envisagée sur la Vallée Longitudinale. Malgré une longueur d'onde défavorable à la présence au sol de végétation (bande X de 3,6 cm), nous espérons possible de compenser

l'effet de décorrélation par une répétitivité temporelle accrue (le cycle répétitivité étant de 11 jours) et une résolution spatiale remarquable (allant jusqu'à 1 m pour le mode Spotlight).

Le récent changement de politique de l'Agence Spatiale Européenne concernant la distribution des données d'archives ERS et Envisat pour la communauté scientifique offre de belles perspectives quant à l'application de la méthode des réflecteurs persistants à Taiwan compte tenu de l'importance de ces archives en terme de données et de l'intervalle de temps couvert.

Les futurs projets s'orientent vers l'application de la méthode des réflecteurs persistants sur les zones de la Chaîne Centrale, de Ilan et de Taipei avec les données PALSAR que nous avons acquises récemment, mais aussi l'utilisation des données COSMO-SkyMed autour du soulèvement de l'anticlinal de Tainan. L'effort de validation des résultats PS par des campagnes de terrain et une confrontation avec les données GPS devront être maintenus et renforcés par une confrontation avec les mesures de nivellement de précision.



ANNEXE A

## Annexes Chapitre 2

---

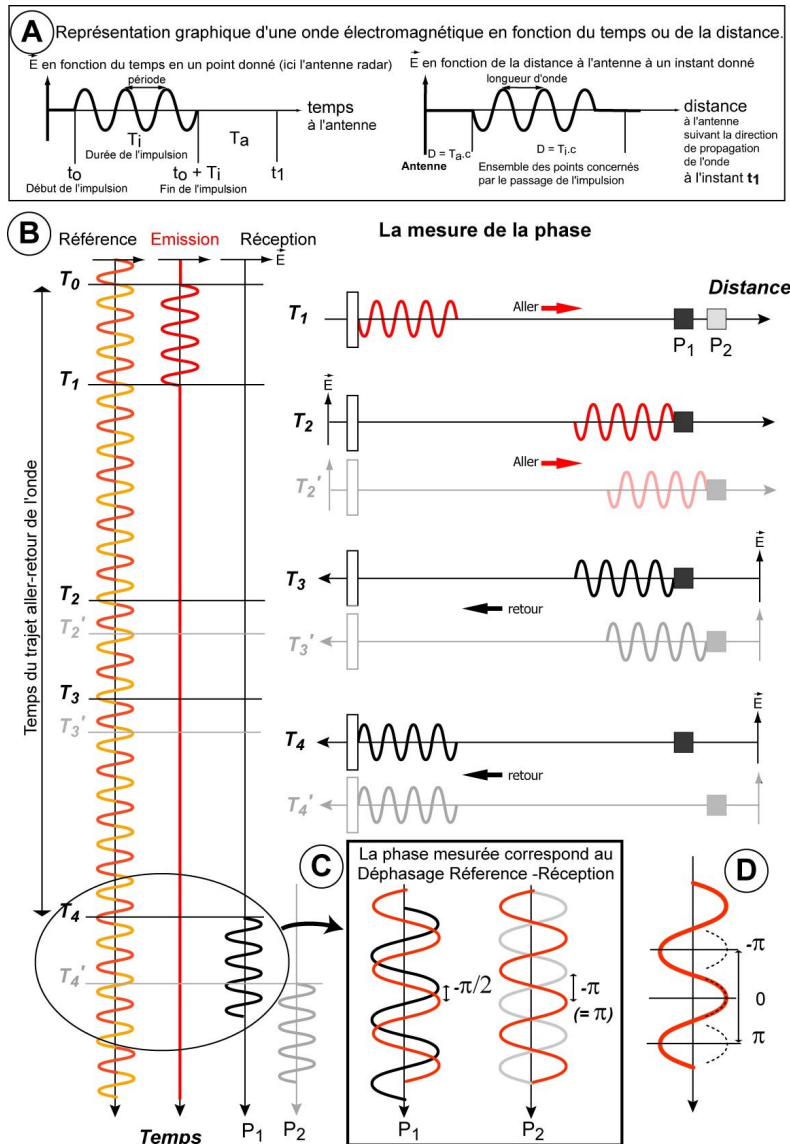


FIGURE A.1: *Mesure de la phase par le radar. Cas simplifié d'une brève impulsion d'une onde monochromatique (une seule fréquence). A – Deux exemples de représentation graphique (utilisée en B) d'une onde électromagnétique : le champ électrique en fonction du temps ou de l'espace. B- Illustrations des différentes étapes du trajet aller-retour de l'onde. C – La phase mesurée par le radar correspond au décalage entre la phase du signal transmis, conservée en tant que référence pendant le trajet aller-retour de l'onde, et la phase du signal rétrodiffusé et capté par le radar. Ce déphasage, compris entre  $-\pi$  et  $\pi$  (D), est notamment fonction du temps de trajet aller-retour de l'onde et donc de la distance radar-objet. Pour un même objet, soit en position  $P_1$ , soit en position  $P_2$ , la phase mesurée sera différente. D'après Pathier, 2003.*



ANNEXE B

# Annexes Chapitre 4

---

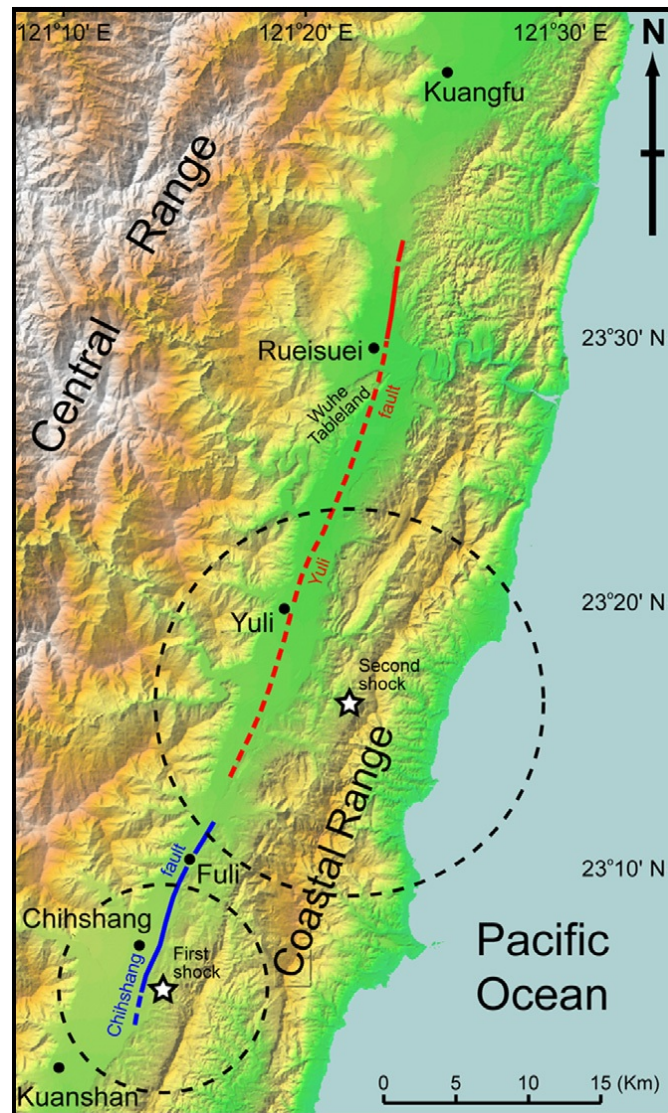


FIGURE B.1: Carte des ruptures en surface générées par la série de séismes de Novembre 1951. Les étoiles noires correspondent au premier et second séismes et les cercles noirs représentent l'incertitude sur la localisation exacte des épicentres. D'après Hsu, 1962 et Shyu et al., 2007.

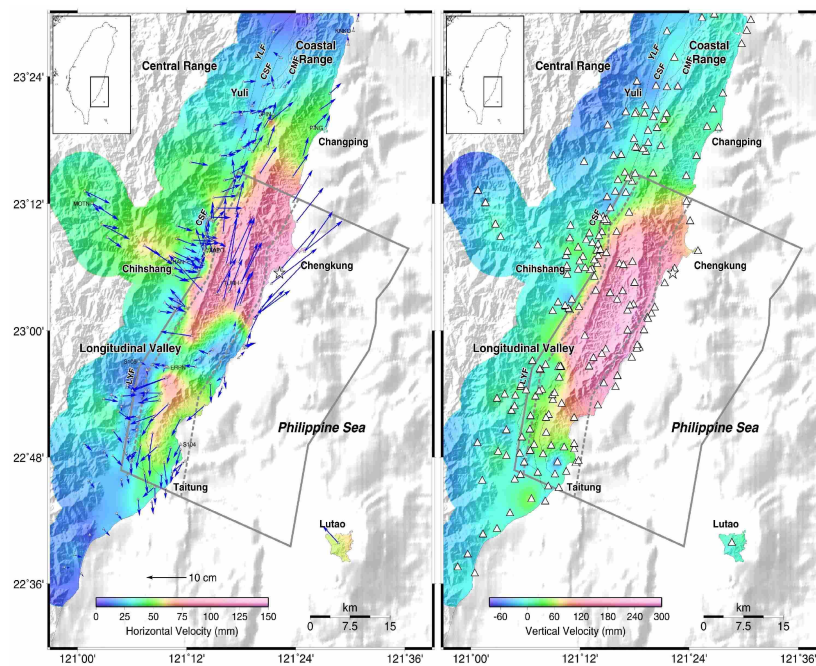


FIGURE B.2: *Cartes des déplacements co-sismiques engendrées par le séisme de Chengkung (Mw 6.5) en Décembre 2003, calculées à partir des données GPS. La carte de droite correspond à la déformation co-sismique verticale et chaque triangle représente une station GPS. La carte de gauche correspond à la déformation co-sismique horizontale et les flèches bleues représentent les déplacements horizontaux de chaque stations GPS. D'après Ching et al., 2007.*

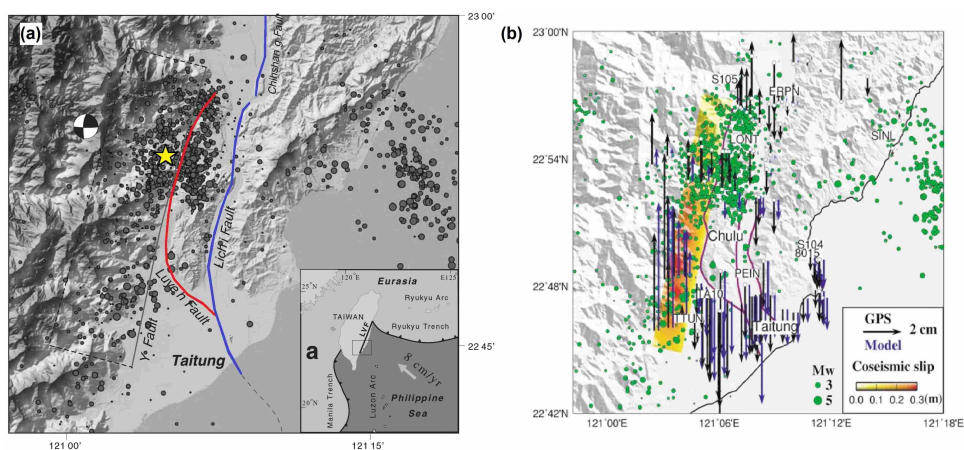


FIGURE B.3: *Historique sismique de la Vallée Longitudinale. D'après Chen et al., 2009.*





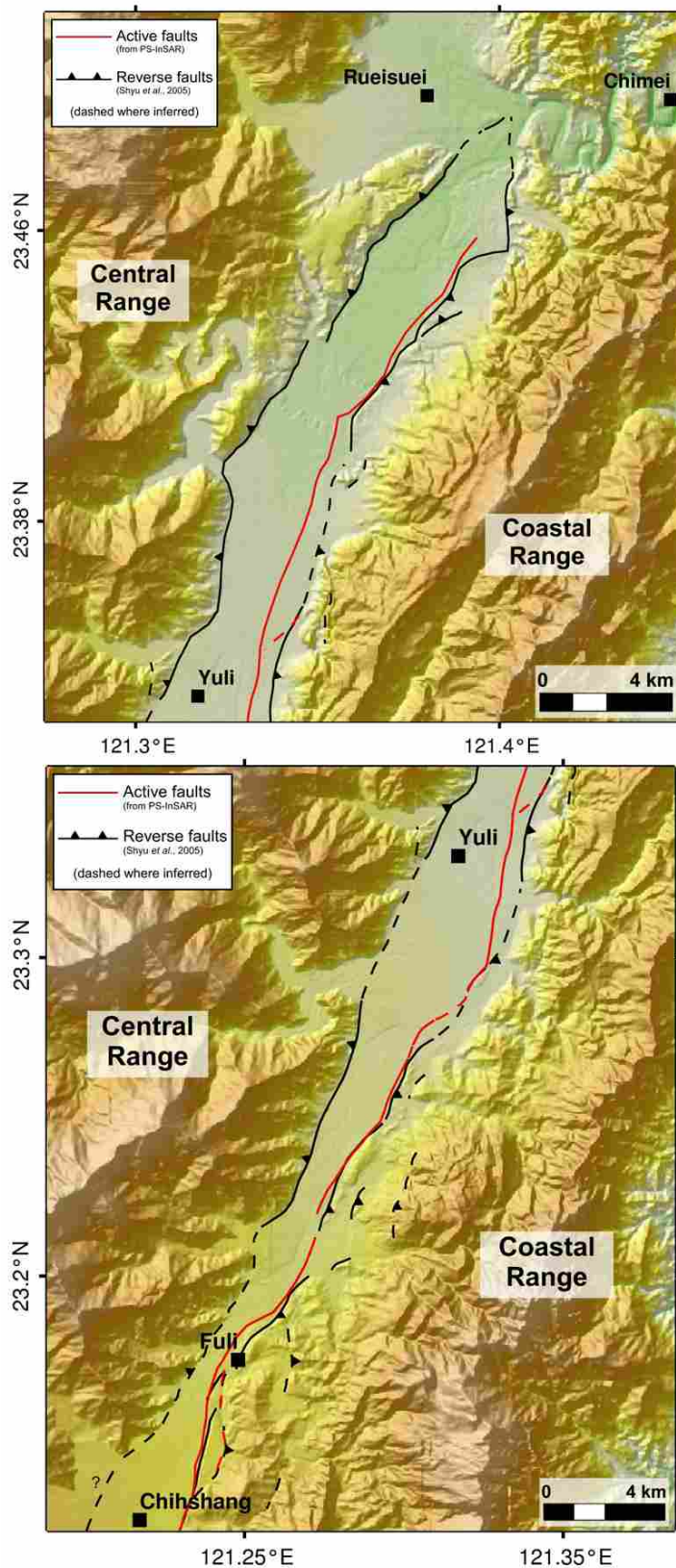


FIGURE B.5: *Comparaison entre le nouveau tracé de faille et celui de Shyu et al. (2005) (1/2).*

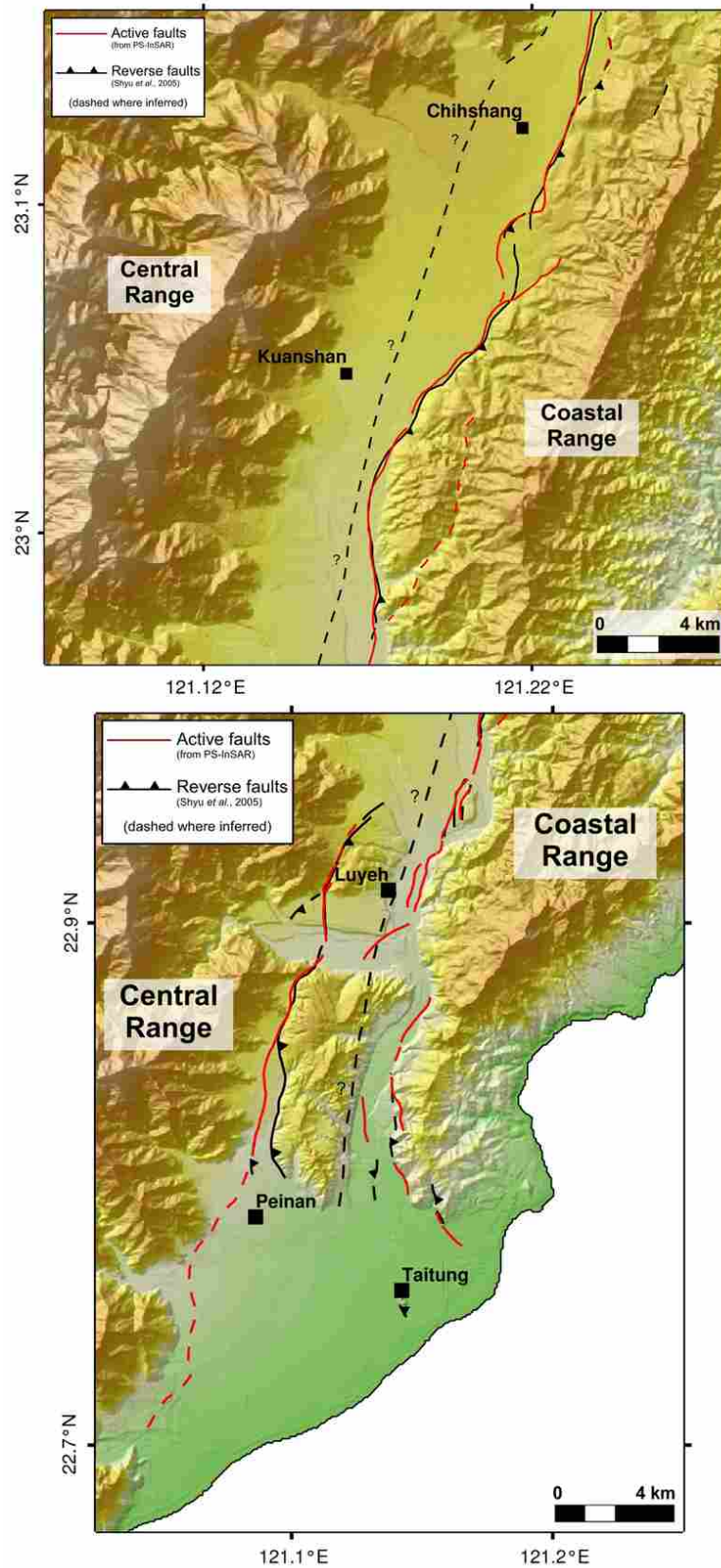


FIGURE B.6: Comparaison entre le nouveau tracé de faille et celui de Shyu et al. (2005) (2/2).



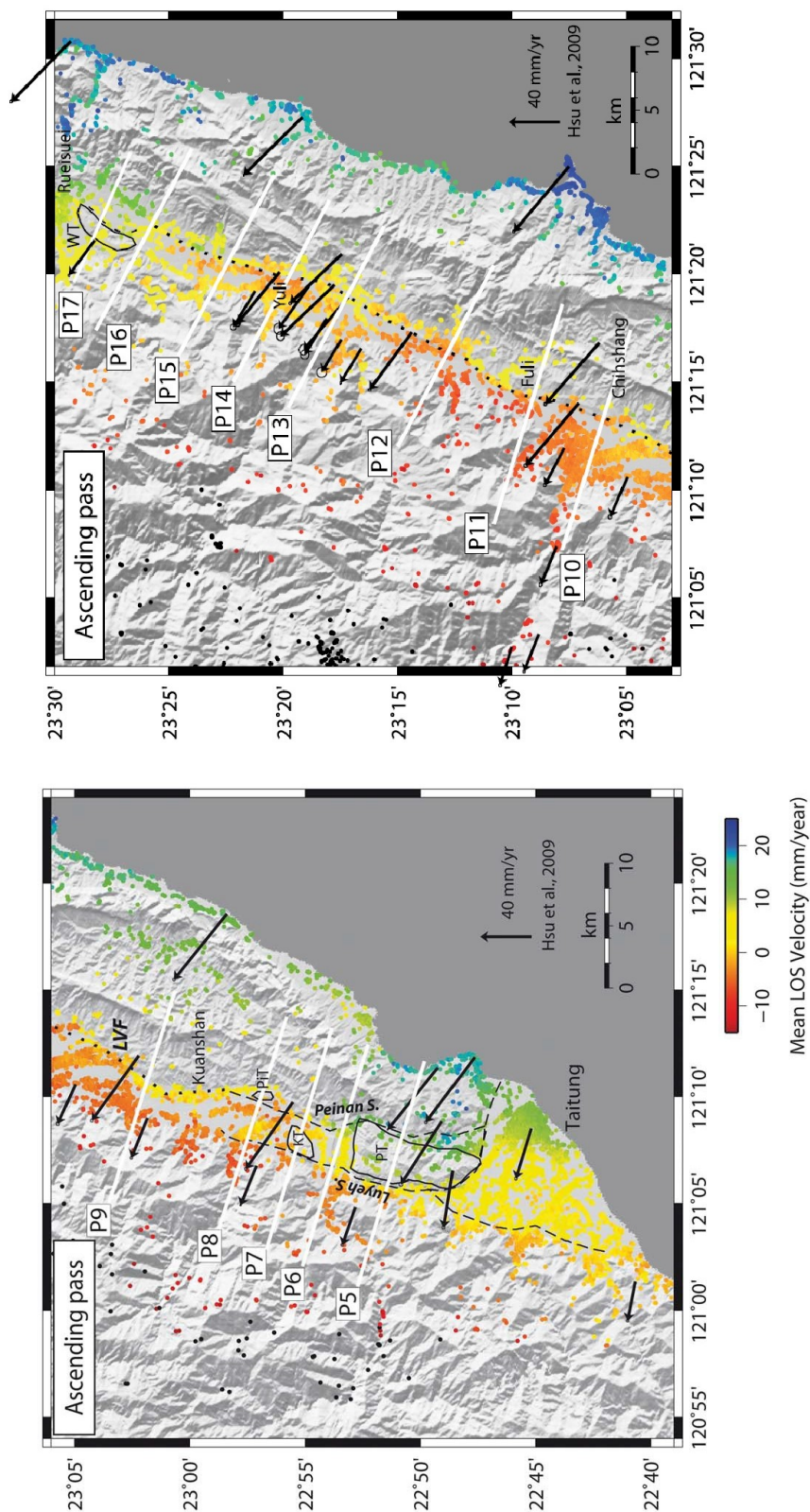


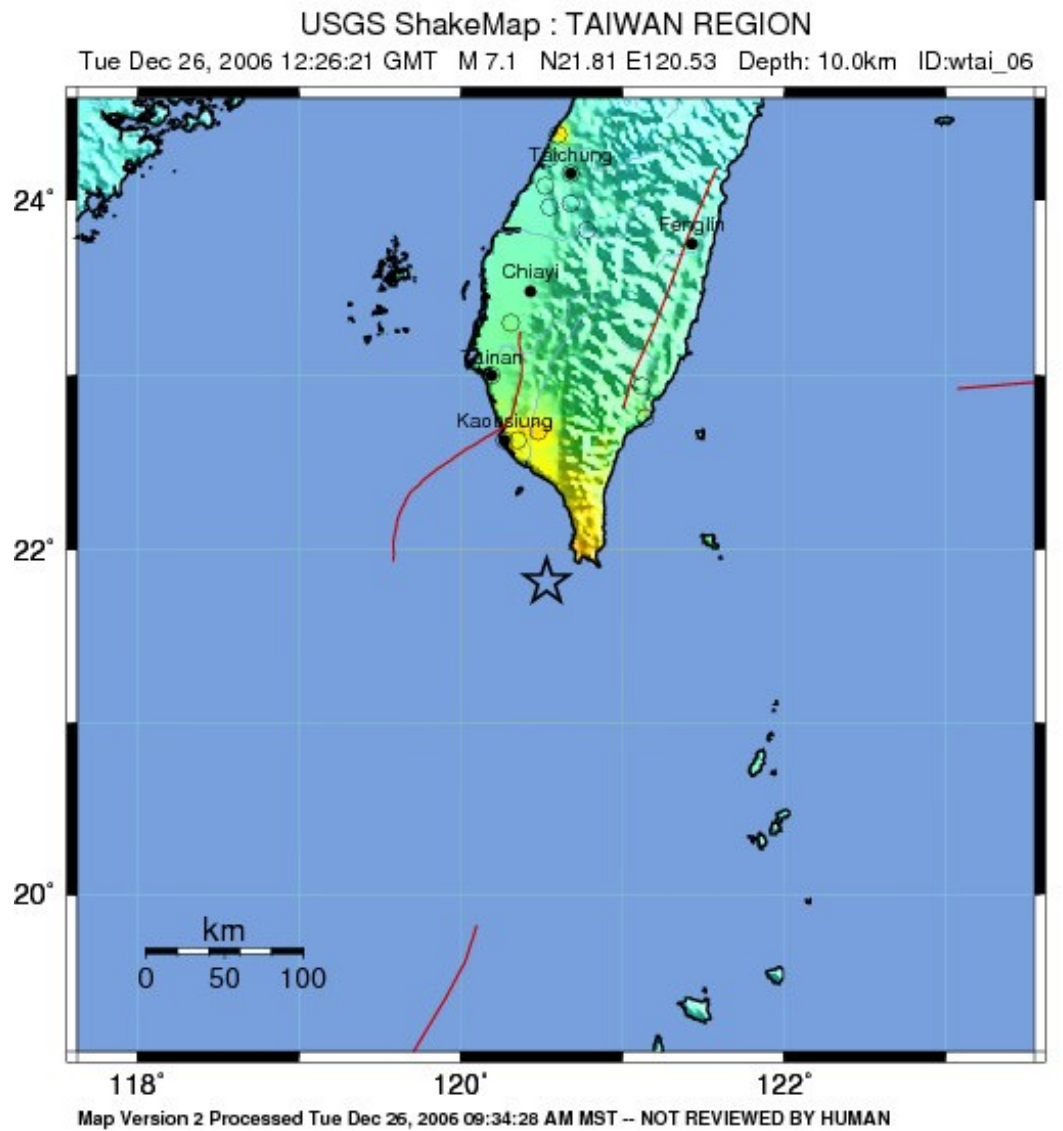
FIGURE B.7: Cartes des vitesses moyennes en ligne de visée du radar réalisées par Peyret et al., 2011. Les composantes GPS (flèches noires) proviennent de l'article de Hsu et al., 2009.



ANNEXE C

# Annexes Chapitre 5

---



PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE Resistant Structures	none	none	none	V. Light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	V. Heavy
POTENTIAL DAMAGE Vulnerable Structures	none	none	none	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	V. Heavy	V. Heavy
PEAK ACC. (%g)	<.17	.17-1.4	1.4-3.9	3.9-9.2	9.2-18	18-34	34-65	65-124	>124
PEAK VEL. (cm/s)	<0.1	0.1-1.1	1.1-3.4	3.4-8.1	8.1-16	16-31	31-60	60-116	>116
ESTIMATED INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

FIGURE C.1: Localisation et impact du séisme de Pingtung du 26 décembre 2006. Données fournies par l'USGS.

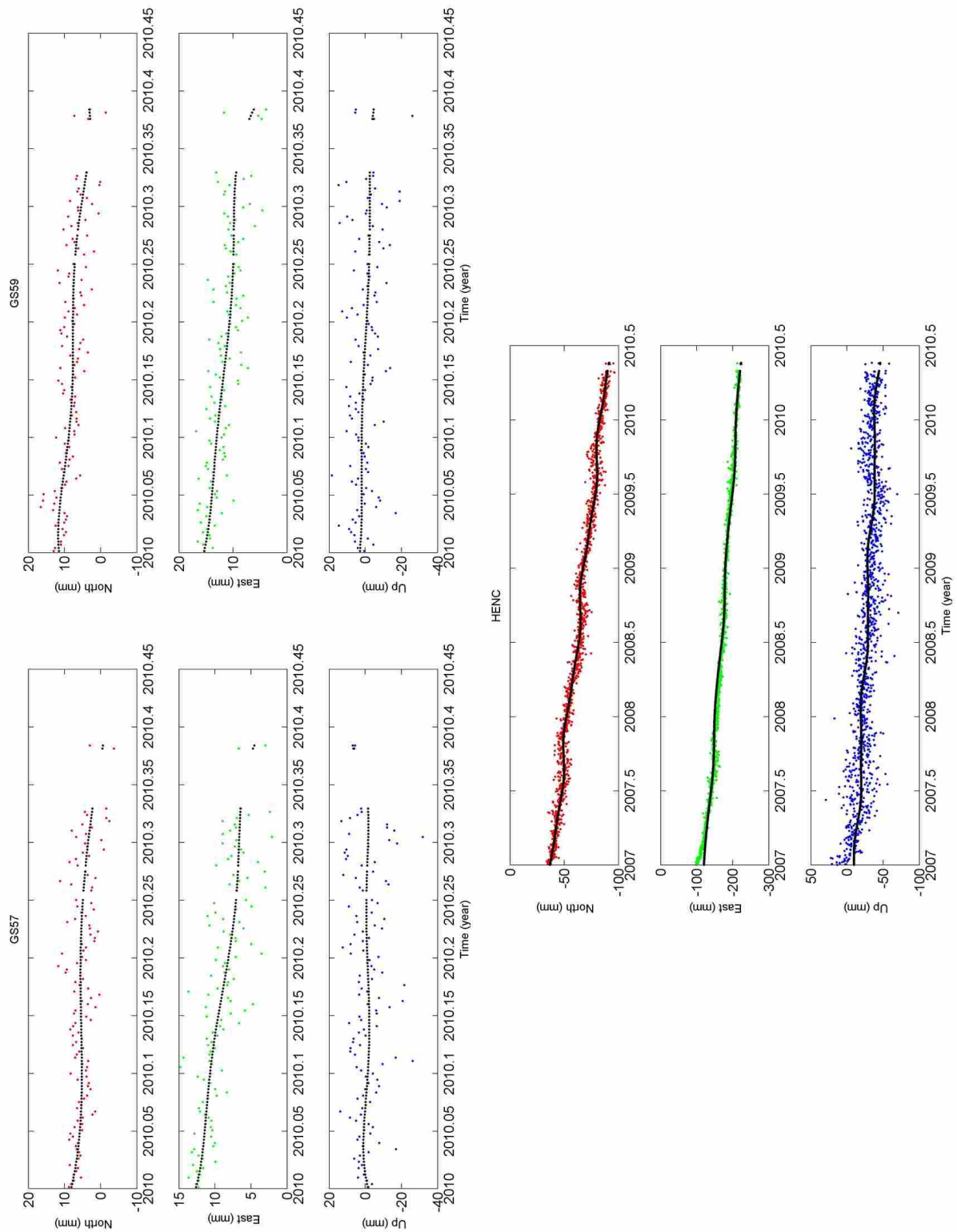


FIGURE C.2: *Séries temporelles des déplacements pour les trois stations GPS de la péninsule de Hengchun.*





# Bibliographie

[aut, ]

- [Adam et al., ] Adam, N., Kampes, B., Eineder, M., Worawattanamateekul, J., & Kircher, M. The development of a scientific permanent scatterer system. In *ISPRS Workshop on High Resolution Mapping from Space*.
- [Angelier, 1990] Angelier, J. (1990). Special issue geodynamic evolution of the eastern eurasian margin (foreword). *Tectonophysics*, 183.
- [Angelier et al., 1986] Angelier, J., Barrier, E., & Hao Tsu, C. (1986). Plate collision and paleostress trajectories in a fold-thrust belt : The foothills of taiwan. *Tectonophysics*, 125(1-3), 161–178.
- [Angelier et al., 2009] Angelier, J., Chang, T.-Y., Hu, J.-C., Chang, C.-P., Siame, L., Lee, J.-C., Defontaines, B., Chu, H.-T., & Lu, C.-Y. (2009). Does extrusion occur at both tips of the taiwan collision belt ? insights from active deformation studies in the ilan plain and pingtung plain regions. *Tectonophysics*, 466(3-4), 356–376.
- [Angelier & Chen, 2002] Angelier, J. & Chen, R.-F. (2002). Soulèvement et plissement tectoniques révélés par analyse mathématique empirique de profils longitudinaux de rivières : un cas à taiwan. *Comptes Rendus Geoscience*, 334(15), 1103–1111.
- [Angelier et al., 1997] Angelier, J., Chu, H. T., & Lee, J. C. (1997). Shear concentration in a collision zone : kinematics of the chihshang fault as revealed by outcrop-scale quantification of active faulting, longitudinal valley, eastern taiwan. *Tectonophysics*, 274(1-3), 117–143.
- [Angelier et al., 2000] Angelier, J., Chu, H.-T., Lee, J.-C., & Hu, J.-C. (2000). Active faulting and earthquake hazard : The case study of the chihshang fault, taiwan. *Journal of Geodynamics*, 29(3-5), 151–185.
- [Arnaud, 1997] Arnaud, A. (1997). *Etude et analyse des artefacts dans la construction de l'image interférométrique radar*. PhD thesis.
- [Bakun et al., 2005] Bakun, W. H., Aagaard, B., Dost, B., Ellsworth, W. L., Hardebeck, J. L., Harris, R. A., Ji, C., Johnston, M. J. S., Langbein, J., Lienkaemper, J. J., Michael, A. J., Murray, J. R., Nadeau, R. M., Reasenber, P. A., Reichle, M. S., Roeloffs, E. A., Shakal, A., Simpson, R. W., & Waldhauser, F. (2005). Implications for prediction and hazard assessment from the 2004 parkfield earthquake. *Nature*, 437(7061), 969–974. 10.1038/nature04067.
- [Bamler & Hartl, 1998] Bamler, R. & Hartl, P. (1998). Synthetic aperture radar interferometry. *Inverse Problems*, 14(4), R1.
- [Barrier & Angelier, 1986] Barrier, E. & Angelier, J. (1986). Active collision in eastern taiwan : The coastal range. *Tectonophysics*, 125(1-3), 39–72.

- [Beauducel et al., 2000] Beauducel, F., Briole, P., & Froger, J.-L. (2000). Volcano-wide fringes in ers synthetic aperture radar interferograms of etna (1992-1998) : Deformation or tropospheric effect ? *J. Geophys. Res.*, 105(B7), 16391–16402.
- [Berardino et al., 2002] Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., & Sansosti, E. (2002). A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential sar interferograms. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 40(11), 2375–2383.
- [Bonilla, 1975] Bonilla, M. G. (1975). *A review of recntly active fault in Taiwan*. Technical report.
- [Bos et al., 2003] Bos, A. G., Spakman, W., & Nyst, M. C. J. (2003). Surface deformation and tectonic setting of taiwan inferred from a gps velocity field. *J. Geophys. Res.*, 108(B10), 2458.
- [Burgmann et al., 2000] Burgmann, R., Rosen, P. A., & Fielding, E. J. (2000). Synthetic aperture radar interferometry to measure earth's surface topography and its deformation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1), 169–209.
- [Carena et al., 2002] Carena, S., Suppe, J., & Kao, H. (2002). Active detachment of taiwan illuminated by small earthquakes and its control of first-order topography. *Geology*, 30(10), 935–938.
- [Cascini et al., 2010] Cascini, L., Fornaro, G., & Peduto, D. (2010). Advanced low- and full-resolution dinsar map generation for slow-moving landslide analysis at different scales. *Engineering Geology*, 112(1-4), 29–42.
- [Cavalié et al., 2007] 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), B03403.
- [Champenois et al., 2011a] Champenois, J., Deffontaines, B., Fruneau, B., Pathier, E., Lin, K.-C., & Hu, J. C. (2011a). Persistent scatterer insar applied to the south west of taiwan : neotectonic implications.
- [Champenois et al., 2010a] Champenois, J., Deffontaines, B., Pathier, E., Fruneau, B., Lin, K.-C., & Hu, J. C. (2010a). Persistent scatterers interferometry applied to the sw of taiwan : Neotectonic implications.
- [Champenois et al., 2010b] Champenois, J., Fruneau, B., Pathier, E., Deffontaines, B., Lin, K.-C., & Hu, J. C. (2010b). Etude par interférométrie radar de la tectonique active de l'île de taiwan, exemple de la vallée longitudinale.
- [Champenois et al., 2010c] Champenois, J., Fruneau, B., Pathier, E., Deffontaines, B., Lin, K.-C., & Hu, J. C. (2010c). Persistent scatterer insar with alos data applied to the monitoring of the longitudinal valley fault (taiwan).
- [Champenois et al., 2011b] Champenois, J., Fruneau, B., Pathier, E., Deffontaines, B., Lin, K.-C., & Hu, J. C. (2011b). Monitoring of the longitudinal valley fault (eastern taiwan) using ps-insar method with alos data.

- [Champenois et al., 2011c] Champenois, J., Fruneau, B., Pathier, E., Lin, K.-C., & Hu, J. C. (2011c). Monitoring of interseismic creep of the longitudinal valley fault (eastern taiwan) using persistent scatterer insar with alos alsar data.
- [Chang et al., 2003] Chang, C. P., Angelier, J., Lee, T. Q., & Huang, C. Y. (2003). From continental margin extension to collision orogen : structural development and tectonic rotation of the hengchun peninsula, southern taiwan. *Tectonophysics*, 361(1-2), 61–82.
- [Chang et al., 2004] Chang, C. P., Chang, T. Y., Wang, C. T., Kuo, C. H., & Chen, K. S. (2004). Land-surface deformation corresponding to seasonal ground-water fluctuation, determining by sar interferometry in the sw taiwan. *Mathematics and Computers in Simulation*, 67(4-5), 351–359.
- [Chang et al., 1998] Chang, H.-C., Lin, C.-W., Chen, M.-M., & Lu, S.-T. (1998). Active fault map of taiwan, first edition.
- [Chang et al., 2009] Chang, S.-H., Wang, W.-H., & Lee, J.-C. (2009). Modelling temporal variation of surface creep on the chihshang fault in eastern taiwan with velocity-strengthening friction. *Geophysical Journal International*, 176(2), 601–613.
- [Chang, 2002] Chang, T. Y. (2002). *Séismotectonique de Taiwan*. PhD thesis.
- [Chang, 2006] Chang, T.-Y. (2006). *Fault Activity in Hengchun Peninsula : Repeated Precise Leveling Observations*. PhD thesis.
- [Chang et al., 2001] Chang, T.-Y., Cotton, F., & Angelier, J. (2001). Seismic attenuation and peak ground acceleration in taiwan. *BULLETIN OF THE SEISMOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 91(5), 1229–1246.
- [Chemenda et al., 2001] Chemenda, A. I., Yang, R. K., Stephan, J. F., Konstantinovskaya, E. A., & Ivanov, G. M. (2001). New results from physical modelling of arc-continent collision in taiwan : evolutionary model. *Tectonophysics*, 333(1-2), 159–178.
- [Chen & Zebker, 2000] 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.
- [Chen & Zebker, 2001] 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.
- [Chen, 1984] Chen, H. (1984). Crustal subsidence in taiwan : an account based on retriangulation results. *Central Geological Survey special publication*, 3.
- [Chen et al., 2009a] Chen, H.-Y., Hsu, Y.-J., Lee, J.-C., Yu, S.-B., Kuo, L.-C., Jiang, Y.-L., Liu, C.-C., & Tsai, C.-S. (2009a). Coseismic displacements and slip distribution from gps and leveling observations for the 2006 peinan earthquake (mw 6.1) in southeastern taiwan. *Earth, Planets and Space*, 61(3), 20.
- [Chen et al., 2009b] Chen, K., Yang, M., Huang, Y., Ching, K.-E., & Rau, R.-J. (2009b). Vertical displacement rate field of taiwan from geodetic levelling data 2000-2008. *Survey Review*.

- [Chen et al., 2008a] Chen, K. H., Nadeau, R. M., & Rau, R.-J. (2008a). Characteristic repeating earthquakes in an arc-continent collision boundary zone : The chihshang fault of eastern taiwan. *Earth and Planetary Science Letters*, 276(3-4), 262–272.
- [Chen et al., 2009c] Chen, K. H., Rau, R.-J., & Hu, J.-C. (2009c). Variability of repeating earthquake behavior along the longitudinal valley fault zone of eastern taiwan. *J. Geophys. Res.*, 114(B5), B05306.
- [Chen et al., 2008b] Chen, K. H., Toda, S., & Rau, R.-J. (2008b). A leaping, triggered sequence along a segmented fault : The 1951 ml 7.3 hualien-taitung earthquake sequence in eastern taiwan. *J. Geophys. Res.*, 113(B2), B02304.
- [Chen, 1999] Chen, R.-F. (1999). *Geomorphic index study of active structures in Chiayi-Tainan area, southwestern Taiwan*. PhD thesis.
- [Chen et al., 1991] Chen, W., Huang, M., & Liu, T. (1991). Neotectonic significance of the chimei fault in the coastal range, eastern taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 34, 43–56.
- [Chen et al., 2007] Chen, W.-S., Yen, I. C., Fengler, K. P., Rubin, C. M., Yang, C.-C., Yang, H.-C., Chang, H.-C., Lin, C.-W., Lin, W.-H., Liu, Y.-C., & Lin, Y.-H. (2007). Late holocene paleoearthquake activity in the middle part of the longitudinal valley fault, eastern taiwan. *Earth and Planetary Science Letters*, 264(3-4), 420–437.
- [Chen & Liu, 2000] Chen, Y.-G. & Liu, T.-K. (2000). Holocene uplift and subsidence along an active tectonic margin southwestern taiwan. *Quaternary Science Reviews*, 19(9), 923–930.
- [Chi-Ching & Shui-Beih, 1990] Chi-Ching, L. & Shui-Beih, Y. (1990). Vertical crustal movements in eastern taiwan and their tectonic implications. *Tectonophysics*, 183(1-4), 111–119.
- [Ching et al., 2011] Ching, K.-E., Hsieh, M.-L., Johnson, K. M., Chen, K.-H., Rau, R.-J., & Yang, M. (2011). Modern vertical deformation rates and mountain building in taiwan from precise leveling and continuous gps observations, 2000-2008. *J. Geophys. Res.*, 116(B8), B08406.
- [Ching et al., 2007] Ching, K.-E., Rau, R.-J., & Zeng, Y. (2007). Coseismic source model of the 2003 mw 6.8 chengkung earthquake, taiwan, determined from gps measurements. *J. Geophys. Res.*, 112(B6), B06422.
- [Cloude & Papathanassiou, 1998] Cloude, S. R. & Papathanassiou, K. P. (1998). Polarimetric sar interferometry. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 36(5), 1551–1565.
- [Colesanti et al., 2003] Colesanti, C., Ferretti, A., Novali, F., Prati, C., & Rocca, F. (2003). Sar monitoring of progressive and seasonal ground deformation using the permanent scatterers technique. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 41(7), 1685–1701.
- [Crosetto et al., 2008] Crosetto, M., Biescas, E., Duro, E., Closa, J., & Arnaud, A. (2008). Generation of advanced ers and envisat interferometric sar product using stable point network technique. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 74(4).

- [Deffontaines et al., 1997] Deffontaines, B., Lacombe, O., Angelier, J., Chu, H. T., Mouthereau, F., Lee, C. T., Deramond, J., Lee, J. F., Yu, M. S., & Liew, P. M. (1997). Quaternary transfer faulting in the taiwan foothills : evidence from a multisource approach. *Tectonophysics*, 274(1-3), 61–82.
- [Deffontaines et al., 2001] Deffontaines, B., Liu, C. S., Angelier, J., Lee, C. T., Sibuet, J. C., Tsai, Y., Lallemand, S., Lu, C.-Y., Lee, C., Hsu, S., Lee, J. C., Pathier, E., Chen, R.-F., Cheng, C., Liao, C., Lin, C. C., & Hsu, H. H. (2001). Preliminary neotectonic map of onshore-offshore taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*.
- [Delacourt et al., 1998] 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.
- [Doin et al., 2009] 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. *Journal of Applied Geophysics*, 69(1), 35–50.
- [Dominguez et al., 2003] Dominguez, S., Avouac, J.-P., & Michel, R. (2003). Horizontal coseismic deformation of the 1999 chi-chi earthquake measured from spot satellite images : Implications for the seismic cycle along the western foothills of central taiwan. *J. Geophys. Res.*, 108(B2), 2083.
- [Dorsey, 1992] Dorsey, R. J. (1992). Collapse of the luzon volcanic arc during onset of arc-continent collision : Evidence from a miocene-pliocene unconformity, eastern taiwan. *Tectonics*, 11(2), 177–191.
- [Fan et al., ] Fan, W., Zhaoquan, H., Lifan, Z., & Dengrong, Z. The atmosphere correction in sbas d-insar land subsidence monitoring application : A case study in jiaxing-huzhou plain, china. In *Geoinformatics, 2010 18th International Conference on* (pp. 1–5).
- [Ferretti et al., 2007] Ferretti, A., Monti-Guarnuieri, A., Prati, C., Rocca, F., & Massonnet, D. (2007). *InSAR principles : guidelines for SAR interferometry processing and interpretation*. ESA Publications Division.
- [Ferretti et al., ] Ferretti, A., Perissin, D., Prati, C., & Rocca, F. On the physical characterization of sar permanent scatterers in urban areas. In *EUSAR*.
- [Ferretti et al., 2000] Ferretti, A., Prati, C., & Rocca, F. (2000). Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential sar interferometry. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 38(5), 2202–2212.
- [Ferretti et al., 2001] Ferretti, A., Prati, C., & Rocca, F. (2001). Permanent scatterers in sar interferometry. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 39(1), 8–20.
- [Fialko, 2006] Fialko, Y. (2006). Interseismic strain accumulation and the earthquake potential on the southern san andreas fault system. *Nature*, 441(7096), 968–971. 10.1038/nature04797.
- [Fruneau et al., 2001] Fruneau, B., Pathier, E., Raymond, D., Deffontaines, B., Lee, C. T., Wang, H. T., Angelier, J., Rudant, J. P., & Chang, C. P. (2001). Uplift of tainan tableland (sw taiwan) revealed by sar interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 28(16), 3071–3074.

- [Funning et al., 2007] Funning, G. J., Bürgmann, R., Ferretti, A., Novali, F., & Fumagalli, A. (2007). Creep on the rogers creek fault, northern san francisco bay area from a 10 year ps-insar dataset. *Geophys. Res. Lett.*, 34(19), L19306.
- [Ge et al., 2009] Ge, L., Ng, A. H.-M., Wang, H., & Rizos, C. (2009). Crustal deformation in australia measured by satellite radar interferometry using alos/palsar imagery. *Journal of Applied Geodesy*, 3(1), 47–53.
- [Ghiglia & Pritt, 1998] Ghiglia, D. & Pritt, M. (1998). *Two-Dimensional Phase Unwrapping*. John Wiley and Sons.
- [Goldstein, 1995] Goldstein, R. (1995). Atmospheric limitations to repeat-track radar interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 22(18), 2517–2520.
- [Goldstein et al., 1988] Goldstein, R. M., Zebker, H. A., & Werner, C. L. (1988). Satellite radar interferometry : Two-dimensional phase unwrapping. *Radio Sci.*, 23(4), 713–720.
- [Guarnieri & Prati, 1997] Guarnieri, A. M. & Prati, C. (1997). Sar interferometry : a "quick and dirty" coherence estimator for data browsing. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 35(3), 660–669.
- [Hanssen, 2001] Hanssen, R. (2001). *Radar interferometry : Data interpretation and error analysis*. PhD thesis.
- [Hanssen, ] Hanssen, R. F. Stochastic modeling of time series radar interferometry. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2004. IGARSS '04. Proceedings. 2004 IEEE International*, volume 4 (pp. 2607–2610 vol.4).
- [Hearn et al., 2009a] Hearn, E. H., McClusky, S., Ergintav, S., & Reilinger, R. E. (2009a). Izmit earthquake postseismic deformation and dynamics of the north anatolian fault zone. *J. Geophys. Res.*, 114(B8), B08405.
- [Hearn et al., 2009b] Hearn, E. H., McClusky, S., Ergintav, S., & Reilinger, R. E. (2009b). Izmit earthquake postseismic deformation and dynamics of the north anatolian fault zone. *J. Geophys. Res.*, 114(B8), B08405.
- [Ho, 1986] Ho, C. S. (1986). A synthesis of the geologic evolution of taiwan. *Tectonophysics*, 125(1-3), 1–16.
- [Hoffmann & Zebker, 2003] Hoffmann, J. & Zebker, H. A. (2003). Prospecting for horizontal surface displacements in antelope valley, california, using satellite radar interferometry. *J. Geophys. Res.*, 108(F1), 6011.
- [Hooper et al., 2011] Hooper, A., Bekaert, D., Spaans, K., & Arkan, M. (2011). Recent advances in sar interferometry time series analysis for measuring crustal deformation. *Tectonophysics*.
- [Hooper et al., 2007] 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(B7), B07407.



- [Hooper et al., 2004] Hooper, A., Zebker, H., Segall, P., & Kampes, B. (2004). A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using insar persistent scatterers. *Geophys. Res. Lett.*, 31(23), L23611.
- [Hooper & Zebker, 2007] Hooper, A. & Zebker, H. A. (2007). Phase unwrapping in three dimensions with application to insar time series. *J. Opt. Soc. Am. A*, 24(9), 2737–2747.
- [Hou et al., 2005] Hou, C.-S., Hu, J.-C., Shen, L.-C., Wang, J.-S., Chen, C.-L., Lai, T.-C., Huang, C., Yang, Y.-R., Chen, R.-F., Chen, Y.-G., & Angelier, J. (2005). Estimation of subsidence using gps measurements, and related hazard : the pingtung plain, southwestern taiwan. *Comptes Rendus Geosciences*, 337(13), 1184–1193.
- [Hsieh et al., 2011] Hsieh, C.-S., Shih, T.-Y., Hu, J.-C., Tung, H., Huang, M.-H., & Angelier, J. (2011). Using differential sar interferometry to map land subsidence : a case study in the pingtung plain of sw taiwan. *Natural Hazards*, (pp. 1–22).
- [Hsu & Bürgmann, 2006] Hsu, L. & Bürgmann, R. (2006). Surface creep along the longitudinal valley fault, taiwan from insar measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 33(6), L06312.
- [Hsu, 1962] Hsu, T. L. (1962). Recent faulting in the longitudinal valley of eastern taiwan. *Geol. Soc. China Mem.*, 1, 95–102.
- [Hsu et al., 2003] Hsu, Y.-J., Simons, M., Yu, S.-B., Kuo, L.-C., & Chen, H.-Y. (2003). A two-dimensional dislocation model for interseismic deformation of the taiwan mountain belt. *Earth and Planetary Science Letters*, 211(3-4), 287–294.
- [Hsu et al., 2009] Hsu, Y.-J., Yu, S.-B., & Chen, H.-Y. (2009). Coseismic and postseismic deformation associated with the 2003 chengkung, taiwan, earthquake. *Geophysical Journal International*, 176(2), 420–430.
- [Hsu et al., 2011] Hsu, Y.-J., Yu, S.-B., Kuo, L.-C., Tsai, Y.-C., & Chen, H.-Y. (2011). Coseismic deformation of the 2010 jiashian, taiwan earthquake and implications for fault activities in southwestern taiwan. *Tectonophysics*, 502(3-4), 328–335.
- [Hu et al., 2001] Hu, J.-C., Angelier, J., Homberg, C., Lee, J.-C., & Chu, H.-T. (2001). Three-dimensional modeling of the behavior of the oblique convergent boundary of southeast taiwan : friction and strain partitioning. *Tectonophysics*, 333(1-2), 261–276.
- [Hu et al., 1997] Hu, J.-C., Angelier, J., & Yu, S.-B. (1997). An interpretation of the active deformation of southern taiwan based on numerical simulation and gps studies. *Tectonophysics*, 274(1-3), 145–169.
- [Hu et al., 2007] Hu, J.-C., Cheng, L.-W., Chen, H.-Y., Wu, Y.-M., Lee, J.-C., Chen, Y.-G., Lin, K.-C., Rau, R.-J., Kuochen, H., Chen, H.-H., Yu, S.-B., & Angelier, J. (2007). Coseismic deformation revealed by inversion of strong motion and gps data : the 2003 chengkung earthquake in eastern taiwan. *Geophysical Journal International*, 169(2), 667–674.

- [Hu et al., 2006] Hu, J.-C., Chu, H.-T., Hou, C.-S., Lai, T.-H., Chen, R.-F., & Nien, P.-F. (2006). The contribution to tectonic subsidence by groundwater abstraction in the pingtung area, southwestern taiwan as determined by gps measurements. *Quaternary International*, 147(1), 62–69.
- [Huang et al., 2009a] Huang, B.-S., Huang, W.-G., Huang, Y.-L., Kuo, L.-C., Chen, K.-C., & Angelier, J. (2009a). Complex fault rupture during the 2003 chengkung, taiwan earthquake sequence from dense seismic array and gps observations. *Tectonophysics*, 466(3-4), 184–204.
- [Huang et al., 1997] Huang, C.-Y., Wu, W.-Y., Chang, C.-P., Tsao, S., Yuan, P. B., Lin, C.-W., & Xia, K.-Y. (1997). Tectonic evolution of accretionary prism in the arc-continent collision terrane of taiwan. *Tectonophysics*, 281(1-2), 31–51.
- [Huang et al., 2009b] Huang, M.-H., Hu, J.-C., Ching, K.-E., Rau, R.-J., Hsieh, C.-S., Pathier, E., Fru-neau, B., & Deffontaines, B. (2009b). Active deformation of tainan tableland of southwestern taiwan based on geodetic measurements and sar interferometry. *Tectonophysics*, 466(3-4), 322–334.
- [Huang et al., 2010] Huang, W.-J., Johnson, K. M., Fukuda, J., & Yu, S.-B. (2010). Insights into active tectonics of eastern taiwan from analyses of geodetic and geologic data. *J. Geophys. Res.*, 115(B3), B03413.
- [Hung et al., 2010] Hung, W.-C., Hwang, C., Chang, C.-P., Yen, J.-Y., Liu, C.-H., & Yang, W.-H. (2010). Monitoring severe aquifer-system compaction and land subsidence in taiwan using multiple sensors : Yunlin, the southern choushui river alluvial fan. *Environmental Earth Sciences*, 59(7), 1535–1548.
- [Hung et al., 2011] Hung, W.-C., Hwang, C., Chen, Y.-A., Chang, C.-P., Yen, J.-Y., Hooper, A., & Yang, C.-Y. (2011). Surface deformation from persistent scatterers sar interferometry and fusion with leveling data : A case study over the choushui river alluvial fan, taiwan. *Remote Sensing of Environment*, In Press, Corrected Proof.
- [Jolivet et al., 2011a] Jolivet, R., Grandin, R., Lasserre, C., Doin, M. P., & Peltzer, G. (2011a). Systematic insar tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data. *Geophys. Res. Lett.*, 38(17), L17311.
- [Jolivet et al., 2011b] Jolivet, R., Lasserre, C., Doin, M. P., Guillaso, S., Peltzer, G., Dailu, R., Sun, J., Shen, Z.-H., & Xu, X. (2011b). Shallow creep on the haiyuan fault (gansu, china) revealed by sar interferometry. *Journal of Geophysical Research*.
- [Just & Bamler, 1994] Just, D. & Bamler, R. (1994). Phase statistics of interferograms with applications to synthetic aperture radar. *Appl. Opt.*, 33(20), 4361–4368.
- [Kampes, 2006] Kampes, B. (2006). *Radar Interferometry : Persistent Scatterer Technique*. Springer.
- [Karabacak et al., 2011] Karabacak, V., Altunel, E., & Cakir, Z. (2011). Monitoring aseismic surface creep along the north anatolian fault (turkey) using ground-based lidar. *Earth and Planetary Science Letters*, In Press, Corrected Proof.
- [Ketelaar, 2008] Ketelaar, V. (2008). *Monitoring surface deformation induced by hydrocarbon production using satellite radar interferometry*. PhD thesis.

- [Ketelaar & Hanssen, ] Ketelaar, V. & Hanssen, R. Separation of different deformation regimes using ps-insar data. In ESA (Ed.), *Third International Workshop on ERS SAR Interferometry*.
- [Kuochen et al., 2004] Kuochen, H., Wu, Y.-M., Chang, C.-H., Hu, J.-C., & Chen, W.-S. (2004). Relocation of eastern taiwan earthquakes and tectonic implications. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 15(4), 647–666.
- [Lacombe et al., 2001] Lacombe, O., Mouthereau, F., Angelier, J., & Deffontaines, B. (2001). Structural, geodetic and seismological evidence for tectonic escape in sw taiwan. *Tectonophysics*, 333(1-2), 323–345.
- [Lacombe et al., 1999] Lacombe, O., Mouthereau, F., Deffontaines, B., Angelier, J., Chu, H. T., & Lee, C. T. (1999). Geometry and quaternary kinematics of fold-and-thrust units of southwestern taiwan. *Tectonics*, 18(6), 1198–1223.
- [Lallemand et al., 2001] Lallemand, S., Liu, C. S., Angelier, J., & Tsai, Y. B. (2001). Active subduction and collision in southeast asia. *Tectonophysics*, 333(1-2), 1–7.
- [Lanari et al., 2007] Lanari, R., Casu, F., Manzo, M., Zeni, G., Berardino, P., Manunta, M., & Pepe, A. (2007). An overview of the small baseline subset algorithm : a dinsar technique for surface deformation analysis. *Pure and Applied Geophysics*, 164(4), 637–661.
- [Lanari et al., 2004] Lanari, R., Mora, O., Manunta, M., Mallorqui, J. J., Berardino, P., & Sansosti, E. (2004). A small-baseline approach for investigating deformations on full-resolution differential sar interferograms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42, 1377–1386.
- [Lee et al., 2005] Lee, J.-C., Angelier, J., Chu, H.-T., Hu, J.-C., & Jeng, F.-S. (2005). Monitoring active fault creep as a tool in seismic hazard mitigation. insights from creepmeter study at chihshang, taiwan. *Comptes Rendus Geosciences*, 337(13), 1200–1207.
- [Lee et al., 2003] Lee, J.-C., Angelier, J., Chu, H.-T., Hu, J.-C., Jeng, F.-S., & Rau, R.-J. (2003). Active fault creep variations at chihshang, taiwan, revealed by creep meter monitoring, 1998-2001. *J. Geophys. Res.*, 108(B11), 2528.
- [Lee et al., 1998] Lee, J.-C., Angelier, J., Chu, H.-T., Yu, S.-B., & Hu, J.-C. (1998). Plate-boundary strain partitioning along the sinistral collision suture of the philippine and eurasian plates : Analysis of geodetic data and geological observation in southeastern taiwan. *Tectonics*, 17(6), 859–871.
- [Lee et al., 2006] Lee, J.-C., Chu, H.-T., Angelier, J., Hu, J.-C., Chen, H.-Y., & Yu, S.-B. (2006). Quantitative analysis of surface coseismic faulting and postseismic creep accompanying the 2003, mw = 6.5, chengkung earthquake in eastern taiwan. *J. Geophys. Res.*, 111(B2), B02405.
- [Lee et al., 2008] Lee, S.-J., Liang, W.-T., & Huang, B.-S. (2008). Source mechanisms and rupture processes of the 26 december 2006 pingtung earthquake doublet as determined from the regional seismic records. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 19(6), 555–565.

- [Lewis & Hayes, 1983] Lewis, S. & Hayes, D. (1983). The tectonics of northward propagation subduction along eastern Luzon, Philippine Islands. *The tectonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands*, 2.
- [Li & Goldstein, 1990] Li, F. K. & Goldstein, R. M. (1990). Studies of multibaseline spaceborne interferometric synthetic aperture radars. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 28(1), 88–97.
- [Li et al., 2006] 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.*, 111(B2), B02404.
- [Li et al., 2005] Li, Z., Muller, J.-P., Cross, P., & Fielding, E. J. (2005). Interferometric synthetic aperture radar (insar) atmospheric correction : Gps, moderate resolution imaging spectroradiometer (modis), and insar integration. *J. Geophys. Res.*, 110(B3), B03410.
- [Li et al., 2004] Li, Z. W., Ding, X. L., & Liu, G. X. (2004). Modeling atmospheric effects on insar with meteorological and continuous gps observations : algorithms and some test results. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 66(11), 907–917.
- [Lin et al., 2010] Lin, K.-C., Hu, J.-C., Ching, K.-E., Angelier, J., Rau, R.-J., Yu, S.-B., Tsai, C.-H., Shin, T.-C., & Huang, M.-H. (2010). Gps crustal deformation, strain rate, and seismic activity after the 1999 chi-chi earthquake in Taiwan. *J. Geophys. Res.*, 115(B7), B07404.
- [Liu et al., 2004] Liu, C.-H., Pan, Y.-W., Liao, J.-J., Huang, C.-T., & Ouyang, S. (2004). Characterization of land subsidence in the Choshui river alluvial fan, Taiwan. *Environmental Geology*, 45(8), 1154–1166.
- [Liu & Chen, 1996] Liu, C. W. & Chen, J. F. (1996). The simulation of geochemical reactions in the Heng-chun limestone formation, Taiwan. *Applied Mathematical Modelling*, 20(7), 549–558.
- [Liu, 1982] Liu, T. (1982). Tectonic implications of fission track ages from the central range. *Proc. Geol. Soc. China*, 25.
- [López-Quiroz et al., 2009] 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. *Journal of Applied Geophysics*, 69(1), 1–15.
- [Lundgren et al., 2001] 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.*, 106(B9), 19355–19366.
- [Lyons & Sandwell, 2003] Lyons, S. & Sandwell, D. (2003). Fault creep along the southern San Andreas from interferometric synthetic aperture radar, permanent scatterers, and stacking. *J. Geophys. Res.*, 108(B1), 2047.

- [Malavieille et al., 2002] Malavieille, J., Lallemand, S. E., Dominguez, S., Deschamps, A., Lu, C.-Y., Liu, C.-S., Schnuerle, P., Angelier, J., Collot, J. Y., Deffontaines, B., Fournier, M., Hsu, S. K., Le Formal, J. P., Liu, S. Y., Sibuet, J. C., Thureau, N., Wang, F., & Crew, t. A. S. (2002). Arc-continent collision in taiwan : New marine observations and tectonic evolution. *Geological Society of America Special Papers*, 358, 187–211. (Active Collision in Taiwan).
- [Massonnet et al., 1994] Massonnet, D., Feigl, K., Rossi, M., & Adragna, F. (1994). Radar interferometric mapping of deformation in the year after the landers earthquake. *Nature*, 369(6477), 227–230.
- [Massonnet & Feigl, 1998] Massonnet, D. & Feigl, K. L. (1998). Radar interferometry and its application to changes in the earth’s surface. *Rev. Geophys.*, 36(4), 441–500.
- [Massonnet & Rabaute, 1993] Massonnet, D. & Rabaute, T. (1993). Radar interferometry : limits and potential. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 31(2), 455–464.
- [Massonnet & Souyris, 2008] Massonnet, D. & Souyris, J. (2008). *Imaging with synthetic aperture radar*. EPFL Press.
- [Massonnet et al., 1996] Massonnet, D., Thatcher, W., & Vadon, H. (1996). Detection of postseismic fault-zone collapse following the landers earthquake. *Nature*, 382(6592), 612–616. 10.1038/382612a0.
- [Maître, 2001] Maître, H. (2001). *Traitement des Images de RSO*. Paris : HERMES Science Publications.
- [Meng & Sandwell, 2010] Meng, W. & Sandwell, D. T. (2010). Decorrelation of l-band and c-band interferometry over vegetated areas in california. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 48(7), 2942–2952.
- [Meyer et al., ] Meyer, F., Bamler, R., Leinweber, R., & Fischer, J. A comparative analysis of tropospheric water vapor measurements from meris and sar. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2008. IGARSS 2008. IEEE International*, volume 4 (pp. IV – 228–IV – 231).
- [Miranda et al., 2004] Miranda, N., Rosich, B., Santella, C., & Grion, M. (2004). *Review of the impact of ERS-2 piloting modes on the SAR Doppler stability*. Technical report.
- [Moisseev & Hanssen, 2003] Moisseev, D. & Hanssen, R. (2003). Influence of hydrometeors on insar observations. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS*.
- [Moisseev et al., ] Moisseev, D., Hanssen, R., & Sabater, J. Towards an atmosphere free interferogram ; first comparison between envisat’s asar and meris water vapor observations. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2003. IGARSS '03. Proceedings. 2003 IEEE International*, volume 5 (pp. 2977–2980 vol.5).
- [Mora et al., 2003] Mora, O., Mallorqui, J. J., & Broquetas, A. (2003). Linear and nonlinear terrain deformation maps from a reduced set of interferometric sar images. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 41(10), 2243–2253.
- [Mouthereau, 2000] Mouthereau, F. (2000). *Evolution structurale et cinématique récente à actuelle de l’avant-pays plissé d’une chaîne de collision oblique*. PhD thesis.

- [Mouthereau et al., 1999] Mouthereau, F., Lacombe, O., Deffontaines, B., Angelier, J., Chu, H. T., & Lee, C. T. (1999). Quaternary transfer faulting and belt front deformation at pakuashan (western taiwan). *Tectonics*, 18(2), 215–230.
- [Mu et al., 2011] Mu, C.-H., Angelier, J., Lee, J.-C., Chu, H.-T., & Dong, J.-J. (2011). Structure and holocene evolution of an active creeping thrust fault : The chihshang fault at chinyuan (taiwan). *Journal of Structural Geology*, 33(4), 743–755.
- [Ng et al., 2009] Ng, S., Angelier, J., & Chang, C.-P. (2009). Earthquake cycle in western taiwan : Insights from historical seismicity. *Geophysical Journal International*, 178(2), 753–774.
- [Nikolaidis, 2002] Nikolaidis, R. (2002). *Observation of geodetic and seismic deformation with the global positioning system*. University of California, San Diego.
- [Pathier, 2003] Pathier, E. (2003). *Apports de l'interférométrie radar différentielle à l'étude de la tectonique active de Taiwan*. PhD thesis.
- [Pathier et al., 2010] Pathier, E., Champenois, J., Fruneau, B., Deffontaines, B., Lin, K.-C., & Hu, J. C. (2010). New observations of the longitudinal valley fault creep (taiwan) from ps-insar using alos data.
- [Pathier et al., 2006] Pathier, E., Fielding, E. J., Wright, T. J., Walker, R., Parsons, B. E., & Hensley, S. (2006). Displacement field and slip distribution of the 2005 kashmir earthquake from sar imagery. *Geophys. Res. Lett.*, 33(20), L20310.
- [Pathier et al., 2003] Pathier, E., Fruneau, B., Deffontaines, B., Angelier, J., Chang, C.-P., Yu, S.-B., & Lee, C.-T. (2003). Coseismic displacements of the footwall of the chelungpu fault caused by the 1999, taiwan, chi-chi earthquake from insar and gps data. *Earth and Planetary Science Letters*, 212(1-2), 73–88.
- [Pelletier & Stephan, 1986] Pelletier, B. & Stephan, J. F. (1986). Middle miocene deduction and late miocene beginning of collision registered in the hengchun peninsula : Geodynamic implications for the evolution of taiwan. *Tectonophysics*, 125(1-3), 133–160.
- [Peltzer et al., 2001] Peltzer, G., Crampé, F., Hensley, S., & Rosen, P. (2001). Transient strain accumulation and fault interaction in the eastern california shear zone. *Geology*, 29(11), 975–978.
- [Peltzer et al., 1994] Peltzer, G., Hudnut, K. W., & Feigl, K. L. (1994). Analysis of coseismic surface displacement gradients using radar interferometry : New insights into the landers earthquake. *J. Geophys. Res.*, 99(B11), 21971–21981.
- [Peltzer et al., 1996] Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F., & Hudnut, K. (1996). Postseismic rebound in fault step-overs caused by pore fluid-flow. *Science*, 273(5279), 1202–1204.
- [Perfettini et al., 2010] Perfettini, H., Avouac, J.-P., Tavera, H., Kositsky, A., Nocquet, J.-M., Bondoux, F., Chlieh, M., Sladen, A., Audin, L., Farber, D. L., & Soler, P. (2010). Seismic and aseismic slip on the central peru megathrust. *Nature*, 465(7294), 78–81. 10.1038/nature09062.



- [Perissin & Ferretti, 2007] Perissin, D. & Ferretti, A. (2007). Urban-target recognition by means of repeated spaceborne sar images. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 45(12), 4043–4058.
- [Peyret et al., 2011] Peyret, M., Dominguez, S., Cattin, R., Champenois, J., Leroy, M., & Zajac, A. (2011). Present-day interseismic surface deformation along the longitudinal valley, eastern taiwan, from a ps-insar analysis of the ers satellite archives. *J. Geophys. Res.*, 116(B3), B03402.
- [Pinel et al., 2011] Pinel, V., Hooper, A., De la Cruz-Reyna, S., Reyes-Davila, G., Doin, M. P., & Bascou, P. (2011). The challenging retrieval of the displacement field from insar data for andesitic stratovolcanoes : Case study of popocatepetl and colima volcano, mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200(1-2), 49–61.
- [Prati et al., 2010] Prati, C., Ferretti, A., & Perissin, D. (2010). Recent advances on surface ground deformation measurement by means of repeated space-borne sar observations. *Journal of Geodynamics*, 49(3-4), 161–170.
- [Prati & Rocca, 1990] Prati, C. & Rocca, F. (1990). Limits to the resolution of elevation maps from stereo sar images. *International Journal of Remote Sensing*, 11(12), 2215–2235.
- [Prati & Rocca, 1993] Prati, C. & Rocca, F. (1993). Improving slant-range resolution with multiple sar surveys. *Aerospace and Electronic Systems, IEEE Transactions on*, 29(1), 135–143.
- [Prati et al., 1990] Prati, C., Rocca, F., Guarnieri, A. M., & Damonti, E. (1990). Seismic migration for sar focusing : Interferometrical applications. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 28(4), 627–640.
- [Pritchard & Simons, 2006] Pritchard, M. E. & Simons, M. (2006). An aseismic slip pulse in northern chile and along-strike variations in seismogenic behavior. *J. Geophys. Res.*, 111(B8), B08405.
- [Puysségur et al., 2007] 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), B05419.
- [Reilinger et al., 2000] 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*, 289(5484), 1519–1524.
- [Remy et al., 2003] Remy, D., Bonvalot, S., Briole, P., & Murakami, M. (2003). Accurate measurements of tropospheric effects in volcanic areas from sar interferometry data : application to sakurajima volcano (japan). *Earth and Planetary Science Letters*, 213(3-4), 299–310.
- [Rodriguez & Martin, 1992] Rodriguez, E. & Martin, J. M. (1992). Theory and design of interferometric synthetic aperture radars. *Radar and Signal Processing, IEE Proceedings F*, 139(2), 147–159.

- [Rosen et al., 1998] Rosen, P., Werner, C., Fielding, E., Hensley, S., Buckley, S., & Vincent, P. (1998). Aseismic creep along the san andreas fault northwest of parkfield, ca measured by radar interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 25(6), 825–828.
- [Rosen et al., 2004] Rosen, P. A., Henley, S., Peltzer, G., & Simons, M. (2004). Updated repeat orbit interferometry package released. *Eos Trans. AGU*, (pp. p. 85).
- [Rosen et al., 2000] Rosen, P. A., Hensley, S., Joughin, I. R., Li, F. K., Madsen, S. N., Rodriguez, E., & Goldstein, R. M. (2000). *Synthetic aperture radar interferometry*, volume 88. New York, NY, ETATS-UNIS : Institute of Electrical and Electronics Engineers.
- [Rosich et al., 2000] Rosich, B., Esteban, D., Emiliani, G., Meadows, P., Schattler, B., & Viggiano, R. (2000). *ERS-2 mono-gyro piloting impact on ERS-2SAR data quality and ERS-2 SAR application performance*. Technical report.
- [Sandwell et al., 2008] Sandwell, D. T., Myer, D., Mellors, R., Shimada, M., Brooks, B., & Foster, J. (2008). Accuracy and resolution of alos interferometry : Vector deformation maps of the father's day intrusion at kilauea. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 46(11), 3524–3534.
- [Scharroo & Visser, 1998] Scharroo, R. & Visser, P. (1998). Precise orbit determination and gravity field improvement for the ers satellites. *J. Geophys. Res.*, 103(C4), 8113–8127.
- [Schmidt & Bürgmann, 2003] 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.*, 108(B9), 2416.
- [Seno et al., 1993] Seno, T., Stein, S., & Gripp, A. E. (1993). A model for the motion of the philippine sea plate consistent with nuvel-1 and geological data. *J. Geophys. Res.*, 98(B10), 17941–17948.
- [Shih et al., 1985] Shih, T.-T., Teng, K.-H., Chang, J.-C., & Yang, G.-S. (1985). The active faults and geomorphic study surfaces of hengchun area in taiwan. *Geogr. Educ.*, 12, 1–44.
- [Shyu et al., 2007] Shyu, J. B. H., Chung, L.-H., Chen, Y.-G., Lee, J.-C., & Sieh, K. (2007). Re-evaluation of the surface ruptures of the november 1951 earthquake series in eastern taiwan, and its neotectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 31(3), 317–331.
- [Shyu et al., 2008] Shyu, J. B. H., Sieh, K., Chen, Y.-G., Chuang, R. Y., Wang, Y., & Chung, L.-H. (2008). Geomorphology of the southernmost longitudinal valley fault : Implications for evolution of the active suture of eastern taiwan. *Tectonics*, 27(1), TC1019.
- [Shyu et al., 2006] Shyu, J. B. H., Sieh, K., Chen, Y.-G., & Chung, L.-H. (2006). Geomorphic analysis of the central range fault, the second major active structure of the longitudinal valley suture, eastern taiwan. *Geological Society of America Bulletin*, 118(11-12), 1447–1462.
- [Shyu et al., 2005] Shyu, J. B. H., Sieh, K., Chen, Y.-G., & Liu, C.-S. (2005). Neotectonic architecture of taiwan and its implications for future large earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 110(B8), B08402.

- [Sibuet et al., 2002] Sibuet, J.-C., Hsu, S.-K., Le Pichon, X., Le Formal, J.-P., Reed, D., Moore, G., & Liu, C.-S. (2002). East asia plate tectonics since 15 ma : constraints from the taiwan region. *Tectonophysics*, 344(1-2), 103–134.
- [Sousa et al., 2010] Sousa, J. J., Ruiz, A. M., Hanssen, R. F., Bastos, L., Gil, A. J., Galindo-Zaldívar, J., & Sanz de Galdeano, C. (2010). Ps-insar processing methodologies in the detection of field surface deformation—study of the granada basin (central betic cordilleras, southern spain). *Journal of Geodynamics*, 49(3-4), 181–189.
- [Sung, 1991] Sung, Q. (1991). Geologic map and explanatory text for the hengchun peninsula, south taiwan, on scale 1 :50 000.
- [Suppe, 1981] Suppe, J. (1981). Mechanics of mountain-building and metamorphism in taiwan. *Memoirs of the Geological Society of China*, 4.
- [Suppe, 1984] Suppe, J. (1984). Kinematics of arc-continent collision, flipping of subduction, and back-arc spreading near taiwan. *Memoirs of the Geological Society of China*, 6.
- [Tarayre & Massonnet, 1996] Tarayre, H. & Massonnet, D. (1996). Atmospheric propagation heterogeneities revealed by ers-1 interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 23(9), 989–992.
- [Teng, 1990] Teng, L. S. (1990). Geotectonic evolution of late cenozoic arc-continent collision in taiwan. *Tectonophysics*, 183(1-4), 57–76.
- [Thatcher, 1995] Thatcher, W. (1995). Microplate versus continuum descriptions of active tectonic deformation. *J. Geophys. Res.*, 100(B3), 3885–3894.
- [Tobita et al., 2011] Tobita, M., Nishimura, T., Kobayashi, T., Hao, K. X., & Shindo, Y. (2011). Estimation of coseismic deformation and a fault model of the 2010 yushu earthquake using palsar interferometry data. *Earth and Planetary Science Letters*, In Press, Corrected Proof.
- [Touzi et al., 1999] Touzi, R., Lopes, A., Bruniquel, J., & Vachon, P. W. (1999). Coherence estimation for sar imagery. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 37(1), 135–149.
- [Tsan, 1974] Tsan, S. (1974). The kenting formation : a note of hengchun peninsula stratigraphy. *Proc. Geol. Soc.*, 17, 131 – 134.
- [Usai, 2003] Usai, S. (2003). A least squares database approach for sar interferometric data. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 41(4), 753–760.
- [Usai, 2007] Usai, S. (2007). The use of man-made features for long time scale insar. CiteSeerX - Scientific Literature Digital Library and Search Engine [<http://citeseerx.ist.psu.edu/oai2>] (United States) ER.
- [Usai & Hanssen, 1997] Usai, S. & Hanssen, R. (1997). Long time scale insar by means of high coherence features. CiteSeerX - Scientific Literature Digital Library and Search Engine [<http://citeseerx.ist.psu.edu/oai2>] (United States) ER.

- [Vilardo et al., 2009] Vilardo, G., Ventura, G., Terranova, C., Matano, F., & Nardò, S. (2009). Ground deformation due to tectonic, hydrothermal, gravity, hydrogeological, and anthropic processes in the campania region (southern italy) from permanent scatterers synthetic aperture radar interferometry. *Remote Sensing of Environment*, 113(1), 197–212.
- [Vita-Finzi & Lin, 2005] Vita-Finzi, C. & Lin, J.-C. (2005). Neotectonics and seismic hazard assessment in hengchun peninsula, southern taiwan. *Comptes Rendus Geosciences*, 337(13), 1194–1199.
- [Walters et al., 2011] Walters, R. J., Holley, R. J., Parsons, B., & Wright, T. J. (2011). Interseismic strain accumulation across the north anatolian fault from envisat insar measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 38(5), L05303.
- [Wang & Chen, 1993] Wang, Y. & Chen, W. (1993). Geological map of eastern coastal range 1 :100,000.
- [Webley et al., 2002] 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. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 27(4-5), 363–370.
- [Werner et al., ] Werner, C., Wegmuller, U., Strozzi, T., & Wiesmann, A. Interferometric point target analysis for deformation mapping. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2003. IGARSS '03. Proceedings. 2003 IEEE International*, volume 7 (pp. 4362–4364 vol.7).
- [Wright et al., 2001] Wright, T., Parsons, B., & Fielding, E. (2001). Measurement of interseismic strain accumulation across the north anatolian fault by satellite radar interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 28(10), 2117–2120.
- [Wu et al., 2006] Wu, Y. M., Chen, Y. G., Shin, T. C., Kuochen, H., Hou, C. S., Hu, J. C., Chang, C. H., Wu, C. F., & Teng, T. L. (2006). Coseismic versus interseismic ground deformations, fault rupture inversion and segmentation revealed by 2003 mw 6.8 chengkung earthquake in eastern taiwan. *Geophys. Res. Lett.*, 33(2), L02312.
- [Yen et al., 2011] Yen, J.-Y., Lu, C.-H., Chang, C.-P., Hooper, A. J., Chang, Y.-H., Liang, W.-T., Chang, T.-Y., Lin, M.-S., & Chen, K.-S. (2011). Investigating active deformation in the northern longitudinal valley and city of hualien in eastern taiwan using persistent scatterer and small-baseline sar interferometry. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 22(3), 291–304.
- [Yu et al., 1997] Yu, S.-B., Chen, H.-Y., & Kuo, L.-C. (1997). Velocity field of gps stations in the taiwan area. *Tectonophysics*, 274(1-3), 41–59.
- [Yu & Kuo, 2001] Yu, S.-B. & Kuo, L.-C. (2001). Present-day crustal motion along the longitudinal valley fault, eastern taiwan. *Tectonophysics*, 333(1-2), 199–217.
- [Yu & Lee, 1986] Yu, S.-B. & Lee, C. (1986). Geodetic measurement of horizontal crustal deformation in eastern taiwan. *Tectonophysics*, 125(1-3), 73–85.

- 
- [Zebker & Villasenor, 1992] Zebker, H. & Villasenor, J. (1992). Decorrelation in interferometric radar echoes. CiteSeerX - Scientific Literature Digital Library and Search Engine [<http://cite-seerx.ist.psu.edu/oai2>] (United States) ER.
- [Zebker & Goldstein, 1986] Zebker, H. A. & Goldstein, R. M. (1986). Topographic mapping from interferometric synthetic aperture radar observations. *J. Geophys. Res.*, 91(B5), 4993–4999.
- [Zebker & Lu, 1998] Zebker, H. A. & Lu, Y. (1998). Phase unwrapping algorithms for radar interferometry : residue-cut, least-squares, and synthesis algorithms. *J. Opt. Soc. Am. A*, 15(3), 586–598.
- [Zebker et al., 1997] Zebker, H. A., Rosen, P. A., & Hensley, S. (1997). Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps. *J. Geophys. Res.*, 102(B4), 7547–7563.
- [Zebker et al., 1994] Zebker, H. A., Werner, C. L., Rosen, P. A., & Hensley, S. (1994). Accuracy of topographic maps derived from ers-1 interferometric radar. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 32(4), 823–836.





# Table des figures

2.1	Géométrie d'acquisition et paramètres d'une image RSO. . . . .	10
2.2	Description et illustration du traitement RSO. . . . .	11
2.3	Synthèse des déformations géométriques en distance produites par l'imagerie radar. . . . .	13
2.4	Composition d'une image RSO. . . . .	14
2.5	Exemples de réponse de deux cellules de résolution. . . . .	16
2.6	Illustration du principe de l'interférométrie radar et exemple de déformation de surface. . . . .	18
2.7	Configuration géométrique d'un couple interférométrique. . . . .	20
2.8	Correction de la contribution orbitale sur la phase interférométrique. . . . .	21
2.9	Correction de la contribution topographique sur la phase interférométrique. . . . .	23
2.10	Exemple d'interférogrammes affectés par un artefact atmosphérique. . . . .	24
2.11	Exemple de corrélation entre la phase interférométrique et la topographie. . . . .	26
2.12	Exemple d'un interférogramme affecté par des franges liées à des turbulences atmosphériques. . . . .	27
2.13	Exemple d'un interférogramme co-sismique du séisme de Christchurch en Nouvelle-Zélande du 22 Février 2011 (Magnitude 6,3). . . . .	28
2.14	Exemple d'une image de cohérence et d'un interférogramme corrigé des contributions orbitale et topographique. . . . .	31
2.15	Exemple d'une série d'interférogrammes. . . . .	39
2.16	Représentation du comportement d'un pixel distribué et d'un pixel PS. . . . .	43
2.17	Description de la chaîne de traitement StaMPS. . . . .	51
3.1	Localisation et contexte géographique de Taiwan. . . . .	54
3.2	Bloc diagramme 3D de la sismicité de Taiwan. . . . .	55
3.3	Synthèse géodynamique de l'île de Taiwan. . . . .	56
3.4	Cinématique de la propagation de la collision à Taiwan. . . . .	57
3.5	Exemple de modèle d'évolution géodynamique de la région de Taiwan depuis 16 Ma. . . . .	58
3.6	Carte des grandes unités structurales de Taiwan. . . . .	59
3.7	Carte des structures tectoniques majeures à Taiwan. . . . .	62
3.8	Carte synthétique de la néotectonique à Taiwan : terre et mer. . . . .	63
3.9	Distribution de la sismicité à Taiwan entre 1991 et 2006. . . . .	66
3.10	Cartes des séismes majeurs et des failles à fort risque sismique. . . . .	67

3.11	Vitesse de déplacement des stations GPS entre 1990 et 1995. . . . .	69
3.12	Carte des déplacements verticaux à Taiwan entre 2000 et 2008. . . . .	70
3.13	Exemples d'analyse multi-images de déformations inter-sismiques. . . . .	72
3.14	Distribution spatiale de la population à Taiwan. . . . .	76
3.15	Image SPOT montrant l'occupation du sol à Taiwan et photos de terrain. . . .	77
3.16	Impact de la pluviométrie sur la qualité des interférogrammes. . . . .	78
3.17	Topographie et carte des pentes de Taiwan. . . . .	80
3.18	Carte des failles actives et localisation des zones d'étude. . . . .	81
3.19	Localisation de la centrale nucléaire de Maanshan. . . . .	82
3.20	Zones couvertes sur Taiwan par les données SAR disponibles. . . . .	85
4.1	Cartes géologique et tectonique de la Vallée Longitudinale. . . . .	89
4.2	Coupe géologique simplifiée de la Vallée Longitudinale. . . . .	91
4.3	Historique sismique de la Vallée Longitudinale. . . . .	93
4.4	Localisation et déformation du séisme de Chengkung en Décembre 2003. . . . .	94
4.5	Déformation et raccourcissement de la faille de la Vallée Longitudinale à Chih-shang révélés par mesures géodésiques. . . . .	96
4.6	Tectonic framework of eastern Taiwan. . . . .	100
4.7	Available ascending ALOS PALSAR acquisitions. . . . .	103
4.8	Two independent wrapped interferograms formed over the Longitudinal Valley. . . . .	105
4.9	Map of mean LOS velocities (in mm/year) on the southern part of Longitudinal Valley between January 2007 and February 2010 derived from PALSAR dataset. . . . .	107
4.10	Comparison between continuous GPS and PS LOS velocities. . . . .	109
4.11	PS velocity maps between north Rueisuei and north Yuli (a) and between Yuli and south Fuli (b). . . . .	111
4.12	PS velocity maps between south Fuli and north Luyeh (a) and between north Luyeh and the south ending of the valley (b) . . . . .	113
4.13	North South profiles near the Taitung plain. . . . .	114
4.14	Field evidences of tectonic activity over the Longitudinal Valley. . . . .	116
4.15	Spatial evolution of LOS velocity offset (in mm/yr) across the Longitudinal Valley Fault (red line) and the Luyeh Strand (blue line). . . . .	119
4.16	Évolution temporelle de la déformation inter-sismique de la partie Sud de la Vallée Longitudinale. . . . .	124
4.17	Suivi temporel du glissement des failles de la Vallée Longitudinale et de Luyeh. . . . .	125
4.18	Analyse du glissement inter-sismique de la faille de la Vallée Longitudinale. . . . .	126
4.19	Analyse du glissement inter-sismique de la faille de Luyeh. . . . .	127
4.20	Carte des déformations identifiées sur le terrain. . . . .	128

---

4.21	Analyse des déformations tectoniques observées dans la Vallée Longitudinale.	130
4.22	Comparaison des tracés de faille et validation terrain : exemple de la zone des ponts de Yuli.	131
4.23	Comparaison des taux de glissement estimés à partir des données ALOS et à partir des données ERS (étude de Hsu and Bürgmann (2006)).	133
4.24	Comparaison des études par réflecteurs permanents ALOS et ERS.	136
4.25	Série de profils perpendiculaires à la faille de la Vallée Longitudinale à partir des études "ALOS" et "ERS".	138
4.26	Évolution spatiale du taux de glissement de la faille de la Vallée Longitudinale en ligne de visée du radar à partir de données ERS d'après Peyret et al., 2011.	139
4.27	Localisation, tectonique et géomorphologie des terrasses de Pingting.	140
4.28	Cartes des vitesses moyennes et des incertitudes sur les réflecteurs persistants calculées à partir des données ALOS entre 2007 et 2010.	142
4.29	Série de profils des réflecteurs persistants perpendiculaires aux terrasses de Pingting.	143
4.30	Synthèse de la tectonique active des terrasses de Pingting.	144
4.31	Série temporelle des déplacements obtenue sur les réflecteurs persistants entre 2007 et 2010.	146
4.32	Analyse temporelle du glissement des failles Ouest et Est.	147
4.33	Analyse des déformations tectoniques trouvées autour des terrasses de Pingting.	148
4.34	Carte tectonique du Nord de la Vallée Longitudinale.	150
4.35	Graphique Temps vs Ligne de base perpendiculaire pour les méthodes PS et SB des données ALOS sur le Nord de la Vallée Longitudinale.	152
4.36	Cartes des vitesses moyennes obtenues à partir des méthodes PS et SB.	153
4.37	Cartes des vitesses moyennes obtenues à partir des méthodes PS et SB pour la zone de Guangfu entre 2007 et 2010.	154
4.38	Séismicité sur la zone de Guangfu entre Janvier 2007 et Février 2010.	155
4.39	Série temporelle des déplacements obtenue à partir des mesures PS entre 2007 et 2010.	156
4.40	Profils des réflecteurs persistants perpendiculaires à la faille de Guangfu et suivi temporelle du glissement.	157
4.41	Synthèse des résultats PS et des structures tectoniques obtenus lors de ce travail de thèse.	159
5.1	Synthèse de la néotectonique de l'Ouest et du Sud de Taiwan.	163
5.2	Modèle de tectonique d'échappement pour le Sud-Ouest de Taiwan.	164
5.3	Carte géologique et profils de la péninsule de Hengchun.	167

5.4	Présentation de la zone d'étude de Hengchun. . . . .	168
5.5	Graphique Temps vs Ligne de base perpendiculaire ( $B_{perp}$ ) pour les données ALOS PALSAR pour l'étude de la péninsule d'Hengchun. . . . .	169
5.6	Série d'interférogrammes ALOS sur la zone de Hengchun ayant pour référence commune la date du 09/03/2009. . . . .	171
5.7	Cartes des vitesses moyennes et des incertitudes liées à ces mesures entre 2007 et 2011. . . . .	172
5.8	Exemple de profils perpendiculaire à la faille et Hengchun. . . . .	174
5.9	Évolution spatiale du glissement asismique de la faille de Hengchun. . . . .	175
5.10	Série temporelle des déplacements entre 2007 et 2011 (en mm). . . . .	176
5.11	Évolution temporelle du glissement le long des profils 1 et 2. . . . .	177
5.12	Profil Nord-Sud et carte des iso-déplacements moyens pour la plaine de Hengchun. . . . .	179
5.13	Comparaison entre les vitesses moyennes PS et données GPS. . . . .	181
5.14	Étude par nivellement de précision de la péninsule de Hengchun. . . . .	182
5.15	Cartes des vitesses (mm/an) issues du traitement PS des données ERS, Envisat et ALOS. . . . .	184
5.16	Carte tectonique et modèle structural de l'anticlinal de Tainan. . . . .	186
5.17	Cartes et profils des déplacements autour de l'anticlinal de Tainan issus du traitement PS des données ERS, Envisat et ALOS. . . . .	187
5.18	Cartes et profils des déplacements autour de la faille de Fengshan issus du traitement PS des données ERS et Envisat. . . . .	188
A.1	Mesure de la phase par le radar. . . . .	198
B.1	Carte des ruptures en surface générées par la série de séismes de Novembre 1951. . . . .	200
B.2	Cartes des déplacements co-sismiques engendrées par le séisme de Chengkung (Mw 6.5) en Décembre 2003, calculées à partir des données GPS. . . . .	201
B.3	Historique sismique de la Vallée Longitudinale. . . . .	201
B.4	Première carte des vitesses des stations GPS à Taiwan. . . . .	202
B.5	Comparaison entre le nouveau tracé de faille et celui de Shyu et al. (2005) (1/2). . . . .	203
B.6	Comparaison entre le nouveau tracé de faille et celui de Shyu et al. (2005) (2/2). . . . .	204
B.7	Cartes des vitesses moyennes en ligne de visée du radar réalisées par Peyret et al., 2011. . . . .	205
C.1	Localisation et impact du séisme de Pingtung du 26 décembre 2006. Données fournies par l'USGS. . . . .	208

---

C.2 Séries temporelles des déplacements pour les trois stations GPS de la péninsule de Hengchun. . . . .	209
--	-----



## Résumé :

Ce travail de thèse porte sur la détection et la mesure des déformations tectoniques inter-sismiques de surface sur l'île de Taiwan, dont la formation résulte de la collision active entre les plaques tectoniques Eurasienne et Philippines (avec une vitesse de convergence de 8,2 cm/an). Nous utilisons pour cela la méthode interférométrique des réflecteurs persistants (aussi appelée PS). Cette méthode est basée sur l'analyse d'une série d'images radar acquises à différentes dates sur une même zone. Son intérêt majeur est de pouvoir effectuer un suivi spatio-temporel des faibles déformations avec une densité de points de mesure nettement plus élevée que celle offerte par les réseaux de mesure géodésiques. Nous utilisons par ailleurs des données PALSAR du satellite japonais ALOS opérant en bande L (avec une longueur d'onde de 23,6 cm), qui permettent d'améliorer grandement les résultats interférométriques sur les zones à fort couvert végétal. Nous montrons que l'utilisation combinée de la technique PS et des données ALOS fournit de nouveaux éléments notoires dans le cadre du suivi des déformations inter-sismiques de Taiwan. Nous calculons sur différentes zones de l'île des cartes des déplacements moyens de la surface terrestre, ainsi que les séries temporelles de ces déplacements associées (avec une mesure de déplacement pour chaque date d'acquisition radar).

Trois zones majeures de la collision actuelle ont été sélectionnées et les résultats obtenus sont sans précédent. La **Vallée Longitudinale**, située à l'Est de l'île entre la Chaîne Centrale et la Chaîne Côtière, absorbe environ 1/3 de la convergence totale ; le raccourcissement horizontal mesuré au travers de la vallée est d'environ 3 cm/an. La déformation se localise principalement sur la faille de la Vallée Longitudinale, pour l'essentiel de manière asismique. La carte des déplacements moyens calculée sur la période 2007-2010 nous permet de localiser cette faille inverse avec une grande précision (entre 50 et 100 mètres), améliorant ainsi grandement les précédentes cartes. Nous estimons également le taux de glissement inter-sismique de la faille (variant entre 1 et 3,2 cm/an), et analysons ses variations spatio-temporelles. Ces résultats sont en accord avec les données de mesure par GPS continu. La **péninsule de Hengchun**, au Sud de l'île, permet d'étudier les déformations les plus récentes observables à Taiwan. Cette péninsule est située au sommet du prisme d'accrétion actuel, et la structure tectonique majeure est la faille inverse de



Hengchun. Sur cette zone, la trace au sol de la faille est mise en évidence et cartographiée. Le taux de glissement inter-sismique y est estimé à environ 1 cm/an. Enfin, nous menons une étude des déformations lentes affectant la Plaine Côtière, au Sud-Ouest de l'île. Plusieurs types de déformation y sont observés entre 1995 et 2010 : le soulèvement de l'anticlinal de Tainan, la subsidence de la plaine de Pingtung, l'activité de la faille de Fengshan et la subsidence autour de la rivière Choshui.

---

## **Characterization of the inter-seismic tectonic deformations of the island of Taiwan using SAR Interferometry**

### **Abstract :**

The island of Taiwan results from the ongoing collision between the Eurasian plate and the Philippine Sea plate. The aim of this thesis is to detect and quantify inter-seismic tectonic deformations caused by this collision. Both Differential SAR Interferometry (DInSAR) and Persistent scatterers (PS-InSAR) are used in order to provide a deformation map of the ground with a time series of deformation. The density and the precision of measurements are impressive and allow a precise mapping of active faults. After a state of the art of principles and limits of the method, an estimation of its potential in Taiwan is tackled. Then DInSAR and PS-InSAR are applied, with ALOS PALSAR data (in L-Band), on three studies areas : (1) the Longitudinal Valley, in Eastern Taiwan. The shortening rate across the valley is estimated about 3 cm/yr. The obtained deformation map allows a precise mapping of the major active fault accommodating for its major part the deformation : the Longitudinal Valley Fault. The inter-seismic creep is estimated and successfully compared with GPS data. (2) the Hengchun peninsula, in south ending of Taiwan. Located at the top the accretionary prism, the Hengchun fault is creeping with a rate estimated about 1 cm/yr thanks to the deformation map from interferometry results. (3) the deformation front, in Western Taiwan. It is a preliminary study with lots of various deformations between 1995 and 2010 : the uplift of the Tainan anticline, the subsidence of the Pingtung plain, the creep activity of the Fengshan fault and the subsidence close to the Choshui river.

---

---

**Mots clés :** tectonique ; Taiwan ; interférométrie radar différentielle ; réflecteur permanents ; faille active ; Vallée Longitudinale.

**Discipline :** Géophysique et tectonique active

---