



HAL
open science

Apports de l'interférométrie radar différentielle à la tectonique active de Taiwan

Erwan Pathier

► **To cite this version:**

Erwan Pathier. Apports de l'interférométrie radar différentielle à la tectonique active de Taiwan. Géologie appliquée. Université de Marne la Vallée, 2003. Français. NNT: . tel-00007464

HAL Id: tel-00007464

<https://theses.hal.science/tel-00007464>

Submitted on 19 Nov 2004

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

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



UNIVERSITÉ DE MARNE-LA-VALLÉE
École doctorale "Information, Communication, Simulation, Modélisation"

THÈSE

Formation doctorale : Sciences de l'Information Géographique

présentée par

Erwan PATHIER

Apports de l'interférométrie radar
différentielle à l'étude de la tectonique active
de Taiwan

Soutenue le 9 décembre 2003 devant le jury composé de :

Jacques Angelier

Directeur de thèse, Professeur à l'Université Paris 6

Benoît Deffontaines

Examineur, Directeur d'études à l'Ecole Pratique des Hautes Etudes.

Bénédicte Fruneau

Invitée, Maître de conférences à l'Université de Marne-la-Vallée

Serge Lallemand

Rapporteur, Directeur de recherche CNRS

Didier Massonnet

Rapporteur, CNES

Bertrand Meyer

Examineur, Professeur à l'Université Paris 6

Jean-Paul Rudant

Examineur, Professeur à l'Université de Marne-la-Vallée

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Tectonique (UMR 7072) de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris 6) et du Laboratoire des Géomatériaux de l'Université de Marne-la-Vallée.

Avant-propos et remerciements

A l'issue de mon DEA "Sciences de l'Information Géographique", dispensé par l'ENSG, l'université de Marne-la-Vallée et l'ENST, j'ai obtenu une allocation de recherche du Ministère pour effectuer une thèse de doctorat. Mon stage de DEA avec Jean Chorowicz m'a incité à continuer sur un sujet combinant la télédétection et la tectonique active. Avec l'accord de Bernard Cervelle, alors directeur du DEA, je me suis tourné vers Benoît Deffontaines et Jacques Angelier qui m'ont proposé un sujet au Laboratoire de Tectonique de l'Université Paris 6 en collaboration avec Bénédicte Fruneau de l'équipe de télédétection du Laboratoire des Géomatériaux de l'Université de Marne-la-Vallée.

A l'origine du sujet de cette thèse, il y a la réalisation, en 1999, des premiers interférogrammes différentiels sur Taiwan par Bénédicte Fruneau sur l'initiative de Benoît Deffontaines. Ces premières images ont mis en évidence les possibilités d'appliquer l'interférométrie radar différentielle pour l'étude des déformations du sol à Taiwan. Le séisme majeur de Chi-Chi, qui a frappé l'île le 21 septembre 1999 quelques semaines avant le début de ma thèse en novembre, a renforcé l'orientation du sujet vers l'étude des déformations tectoniques actives de Taiwan.

Les images radar utilisées lors de cette thèse ont pu être obtenues dans le cadre de différents projets soutenus par l'ESA (projet EO C1P-1046 et projet AO-ERS), par l'INSU-CNRS dans le cadre du Programme National des Risques Naturels et par le National Science Council de Taiwan (projet dirigé par Hu Jyr-Ching de l'Université Nationale de Taiwan). Les missions de terrain que j'ai réalisées à Taiwan ont été facilitées par la Coopération France-Taiwan dirigée par Tsai Yi-Ben et Jacques Angelier et qui est soutenue par l'Institut Français à Taipei, le National Science Council de Taiwan et le CNRS.

A l'issue de ce travail de thèse, mes remerciements s'adressent tout d'abord aux différents membres du Jury :

Jacques Angelier et Benoît Deffontaines ont été mes deux co-directeurs de thèse. Benoît Deffontaines a passé son Habilitation à Diriger ses Recherches quelques mois après mon inscription en Thèse. Il n'a donc pu être, pour des raisons administratives, officiellement co-directeur de la thèse, c'est pourquoi il participe au jury en tant qu'examinateur. Cependant, je tiens à ce qu'il soit considéré comme mon co-directeur de thèse car il en a pleinement assumé les fonctions. Je les remercie tous deux de m'avoir encadré pour ce travail.

Bénédicte Fruneau a également joué un rôle important dans l'encadrement de ma thèse. C'est elle qui a permis mon "passage initiatique" vers l'interférométrie radar. Son accueil au Laboratoire des Géomatériaux, sa disponibilité et son soutien fiable et encourageant tout au long de la thèse m'ont été précieux. Pour toutes ces raisons, je lui en suis très reconnaissant.

Didier Massonnet, l'un des "pionniers" de l'interférométrie radar différentielle, qui, en 1993, a véritablement lancé l'application de cette technique à la tectonique active par la publication de son travail sur le séisme de Landers, et Serge Lallemand avec sa grande expérience de la géologie de Taiwan, ont été des rapporteurs représentatifs des principaux sujets abordés dans cette thèse. Je les remercie vivement d'avoir accepté cette tâche. Je suis également reconnaissant envers Bertrand Meyer et Jean-Paul Rudant pour leur participation au Jury en tant qu'examinateur.

Cette thèse a été l'occasion pour moi de rencontrer de nombreuses personnes qui ont plus ou moins directement contribué à sa réalisation. Je leur exprime donc mes remerciements pour l'aide ou le soutien qu'ils ont pu m'apporter ici ou là.

Parmi ces personnes, Kurt Feigl a su me conseiller utilement à plusieurs reprises lors de cette thèse et il m'a également soutenu au travers le GDR INSAR en prenant en charge les frais de mission pour deux congrès scientifiques. Daniel Raymond m'a accompagné joyeusement lors de ma première mission de terrain à Taiwan, par la suite j'ai particulièrement apprécié sa convivialité au Laboratoire de Tectonique. Les discussions que j'ai pu avoir avec Jean-Philippe Avouac, Rodolphe Cattin, Stéphane Dominguez, Pierre Gavrilenko, et Anne Loevenbruck, notamment sur le séisme de Chi-Chi, m'ont permis d'avoir des visions nouvelles sur mon travail et ont été utiles à son avancement.

Chen Rou-Fei a débuté sa thèse en 2000 au Laboratoire de Tectonique, depuis elle a toujours été disponible les nombreuses fois où je l'ai sollicitée. Je tiens donc à la remercier pour tous les services qu'elle m'a rendus et particulièrement pour l'aide très importante qu'elle m'a apportée lors des missions de terrain de 2001 et 2002. Je lui adresse tous mes vœux de succès pour sa thèse.

Ces encouragements vont également à Dominique Rémy, qui s'est lancé dans l'aventure à un âge respectable (bien qu'il ait toujours su rester jeune...) et qui m'a défriché la voie pour mon apprentissage de l'interférométrie radar.

A Taiwan, pour leur aide vraiment précieuse à tous les niveaux, je remercie Chang Chung-Pai, Chang Tsui-Yu, Chu Hao-Tsu, Hu Jyr-Ching, Lee Chyi-Tyi, Lee Jian-Cheng, et Yu Shui-Beih. Merci aussi à Li Fung Chung et sa famille pour leur hospitalité et leur aide dans la région de Tainan.

A Jussieu, mon séjour au Laboratoire de Tectonique m'a été rendu agréable notamment grâce à mes compagnons de route de la rotonde 26, Teresito Bacolcol, Magali Bellou, Martin Cortes et Sebastian Garcia et également aux "statutaires" Françoise Bergerat, Catherine Homberg, Olivier Lacombe, Daniel Mège, Frédéric Mouthereau, Michel Sébrier, sans oublier ceux qui facilitent aussi le quotidien et que j'ai souvent sollicité, Jean François Brouillet, Claudette, Sandrine Gay.

A Marne-la-Vallée, Nicolas Classeau et Jacob Kouamé m'ont généreusement accueilli dans leur antre que j'ai progressivement investie jusqu'à en occuper presque la moitié en fin de thèse, merci pour leur indulgence. Pour la bonne ambiance (de travail) et leur accueil, je souhaite remercier l'ensemble du laboratoire et notamment Gilles Catillon (pour tous ses coups de main), Pierre-Louis Frison et Sonia Zine.

Pour finir, je tiens à remercier mes parents, qui m'ont permis de continuer mes études jusqu'à la thèse, et, bien évidemment, Anne et Manon auxquelles je dédie cette thèse même si elles s'en seraient parfois bien passées...

Résumé

L'interférométrie radar différentielle est une technique de télédétection permettant d'obtenir des cartes de déformation du sol étendues, précises et denses. Ce travail expose comment l'utilisation de l'interférométrie radar différentielle à partir de données satellitaires permet d'améliorer notre compréhension des déformations tectoniques actuelles à Taiwan. L'île de Taiwan se présente comme un terrain d'étude favorable, car les déformations tectoniques y sont particulièrement actives et les connaissances géologiques suffisamment fines pour pouvoir y contraindre les interprétations.

Après avoir détaillé les principes et les limites de la mesure des déplacements du sol par l'interférométrie radar différentielle, le potentiel de la technique est évalué à Taiwan. Il en ressort que les zones géographiques favorables à l'application de la technique sont, au nord de l'île, la plaine d'Ilan et le bassin de Taipei, sur la bordure occidentale, la plaine côtière de Hsinchu à Kaohsiung et la plaine de Pintung, et, à l'Est, la Vallée Longitudinale. La partie centrale de l'île, montagneuse et couverte de végétation, demeure inaccessible à la mesure. Deux grands types de phénomènes tectoniques, s'inscrivant dans le cadre du cycle sismique, sont susceptibles d'être étudiés : les déformations liées aux séismes et les déformations intersismiques. Notre recherche s'est concentrée sur deux exemples caractéristiques de ces déformations à partir de données issues des satellites ERS-1 et ERS-2 :

- Le séisme majeur de Chi-Chi du 21 septembre 1999, ($M_w = 7,6$) a réactivé la faille chevauchante de Chelungpu à l'Ouest de l'île. L'interférométrie radar permet de quantifier avec une précision centimétrique les déformations métriques affectant le bloc chevauché. La forte densité spatiale des mesures a rendu possible la détection de glissements centimétriques provoqués par le choc principal sur les failles proches de Changhua et de Tuntzuchia. La comparaison de nos mesures avec des modèles de distribution de glissement sur la faille calculés indépendamment montre des écarts significatifs, suggérant que les géométries de la faille utilisées par ces modèles ne sont pas satisfaisantes.

- Dans la région de Tainan, quatrième ville du pays, située dans le Sud-Ouest de l'île, l'interférométrie radar a permis la détection et la mesure de la croissance progressive d'un anticlinal sur lequel est construite la ville. Le soulèvement de l'anticlinal atteint à son maximum 1,5 cm par an. La signature spatiale de la déformation nous a amené à proposer un modèle en "pop-up" pour expliquer le phénomène. La présence d'une virgation vers l'Est de l'axe de la déformation, au Nord de l'anticlinal, suggère la présence d'une rampe oblique, orientée E-W, guidant la déformation. Nous supposons que cette rampe, située dans le prolongement d'une faille sismique décrochante, correspond à une ancienne faille normale héritée de la marge continentale chinoise. Ainsi, l'interférométrie soulève la question du risque sismique dans cette ville de 1,2 millions d'habitants. Cependant, la comparaison entre les déformations à long terme et les déformations instantanées observées semble plutôt favoriser une déformation continue de l'anticlinal sur l'Holocène.

Notre travail montre que l'interférométrie radar différentielle est un outil opérationnel pour l'étude des déformations tectoniques actives à Taiwan. Les apports de la technique concernent à la fois la localisation, la caractérisation et la quantification des phénomènes. L'interférométrie radar différentielle tire parti de l'importance des autres réseaux de surveillance (géodésiques ou sismologiques) déjà en place sur l'île, pour exprimer pleinement son potentiel à Taiwan. L'ensemble des informations obtenues fournit des indications précieuses à la compréhension des phénomènes et à leur modélisation.

Table des matières

| | |
|--|-----------|
| INTRODUCTION..... | 11 |
| CHAPITRE I : PRINCIPES ET LIMITES DE LA MESURE DES DEPLACEMENTS PAR INTERFEROMETRIE RADAR DIFFERENTIELLE..... | 19 |
| A. L'IMAGERIE SAR PAR SATELLITE..... | 21 |
| 1. Introduction : de l'optique au radar..... | 21 |
| 2. L'acquisition des données brutes..... | 29 |
| 3. Le traitement SAR..... | 33 |
| 4. Caractéristiques du contenu de l'image SAR complexe..... | 37 |
| B. PRINCIPES DE LA MESURE DE DEPLACEMENT..... | 42 |
| 1. Cas simplifié "idéal"..... | 42 |
| 2. Conséquences sur l'information de déplacement disponible..... | 44 |
| 3. Prise en compte de la géométrie réelle de prise de vue..... | 51 |
| 4. Prise en compte de l'évolution temporelle du milieu observé..... | 61 |
| 5. Prise en compte des sources d'erreurs..... | 65 |
| 6. Bilan des composantes de la phase interférométrique..... | 69 |
| C. CONNAISSANCE ET REDUCTION DE L'INCERTITUDE SUR LA MESURE DU DEPLACEMENT..... | 72 |
| 1. Cas d'un interférogramme..... | 73 |
| 2. Cas d'une série d'interférogrammes..... | 80 |
| D. RESUME DES CARACTERISTIQUES DE LA TECHNIQUE..... | 92 |
| CHAPITRE II : APPLICATION DE L'INTERFEROMETRIE DIFFERENTIELLE A LA TECTONIQUE ACTIVE DE TAIWAN..... | 95 |
| A. LE CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET STRUCTURAL DE TAIWAN..... | 96 |
| 1. Le contexte géodynamique..... | 96 |
| 2. Description structurale de Taiwan..... | 101 |
| 3. Schéma structural et carte néotectonique de Taiwan..... | 110 |
| B. LA DEFORMATION ACTUELLE ET LES POTENTIALITES DE L'INTERFEROMETRIE RADAR DIFFERENTIELLE A TAIWAN..... | 113 |

| | |
|---|-----|
| 1. Facteurs limitants de l'observation interférométrique à Taiwan | 114 |
| 2. La déformation actuelle liée aux séismes : | 122 |
| 3. La déformation actuelle inter-sismique : | 130 |
| C. PRESENTATION DES ETUDES DE CAS : CHOIX DES REGIONS D'ETUDES, DES DONNEES ET DE LA MISE EN OEUVRE ADOPTEE..... | 138 |
| 1. Choix des régions d'études | 138 |
| 2. Méthodologie INSAR adoptée..... | 139 |
| 3. Choix des données | 142 |

CHAPITRE III : ETUDE DU SEISME MAJEUR DE CHI-CHI (21 SEPTEMBRE 1999) 145

| | |
|--|-----|
| A. PRESENTATION DU SEISME DE CHI-CHI..... | 146 |
| 1. Contexte | 146 |
| 2. Les données disponibles..... | 147 |
| B. ETUDE PAR INTERFEROMETRIE RADAR DES DEPLACEMENTS LIES AU SEISME DE CHI- CHI..... | 156 |
| 1. mesure et analyse des déplacements co-sismiques du bloc chevauché | 156 |
| 2. Les déplacements post-sismiques observés par interférométrie radar..... | 179 |
| C. COMPARAISON AVEC LES MODELISATIONS DU GLISSEMENT COSISMIQUE | 182 |
| 1. Calcul d'interférogrammes synthétiques à partir des modèles..... | 182 |
| 2. Calcul de la différence entre la mesure interférométrique et les modèles. | 186 |
| D. PERSPECTIVES POUR L'ETUDE DES DEPLACEMENTS LIES AUX SEISMES. | 195 |
| 1. Amélioration de la mesure des déplacements cosismiques | 195 |
| 2. Modélisation du séisme de Chi-Chi et géométrie de la faille..... | 200 |

CHAPITRE IV : ETUDE DE MOUVEMENTS TECTONIQUES LENTS A TAIWAN 203

| | |
|--|-----|
| A. LA DETECTION DU SOULEVEMENT DE L'ANTICLINAL DE TAINAN | 204 |
| 1. Introduction | 205 |
| 2. Geological Settings | 205 |
| 3. SAR Interferometry | 207 |
| 4. Discussion..... | 210 |
| B. L'ETUDE DE LA DEFORMATION DE L'ANTICLINAL DE TAINAN DE 1993 A 2001..... | 213 |
| 1. Les données SAR disponibles..... | 213 |

| | |
|---|------------|
| 2. <i>La quantification des déplacements</i> | 216 |
| 3. <i>Comparaison avec les autres données disponibles</i> : | 222 |
| 4. <i>Discussion</i> | 226 |
| C. PERSPECTIVES POUR L'ETUDE DES MOUVEMENTS LENTS..... | 232 |
| 1. <i>Amélioration de la mesure des déplacements intersismiques</i> | 232 |
| 2. <i>Etude préliminaire de la région de Pintung-Kaohsiung</i> : | 233 |
| CONCLUSION | 235 |
| BIBLIOGRAPHIE | 241 |
| LISTES DES FIGURES ET TABLEAUX | 269 |
| ANNEXE A : CARTE GEOLOGIQUE DE TAIWAN. | 274 |
| ANNEXE B : LISTE DES MISSIONS SAR EMBARQUEES SUR SATELLITE | 275 |
| ANNEXE C : TABLEAU DES SEISMES ETUDIES PAR INSAR | 276 |
| ANNEXE D : VUES PERSPECTIVES DE TAIWAN | 278 |

Introduction

Cadre général et intérêt du sujet

La déformation de la croûte terrestre sous l'effet des forces tectoniques est fondamentalement un phénomène qui affecte un volume de roche dans ses trois dimensions. En raison de la difficulté d'effectuer des mesures en profondeur, l'une des plus importantes sources d'observation directe d'un tel phénomène est la déformation de la surface du globe. Les tremblements de terre (dont les déplacements rapides et transitoires du sol qu'ils occasionnent sont enregistrés précisément par les sismomètres), mais aussi les formations de chaînes de montagnes sont parmi les manifestations les plus spectaculaires de déformations de la surface liées à la tectonique active. L'érosion participe aussi activement à l'élaboration du relief terrestre, mais son effet destructeur est plutôt une gêne pour l'observation directe des déformations actives de la surface. Elle joue, par contre, un rôle positif en permettant l'observation d'anciennes déformations profondes. Les séismes ont une durée de l'ordre de quelques secondes impliquant des déformations pouvant être très localisées. A l'opposé, la formation d'une chaîne de montagnes s'effectue sur plusieurs millions d'années et peut s'étendre sur plusieurs milliers de kilomètres. Ces deux exemples extrêmes, entre lesquels figurent de nombreux intermédiaires, illustrent bien les différentes échelles spatiales et temporelles mises en jeu par les déformations tectoniques.

L'île de Taiwan, située au Sud-est de la Chine, en frontière de plaques tectoniques (Figure 1), est, de ce point de vue, une région exemplaire montrant des déformations de fortes amplitudes et de modes variés, s'échelonnant du séisme à la formation en cours d'une chaîne de montagnes. Si l'information "historique" donnée par la géologie reste primordiale dans l'étude de la tectonique active de Taiwan, celle-ci passe aussi, pour une grande part, par l'étude des déformations actuelles de la surface de cet orogène. L'interférométrie radar différentielle est une technique relativement récente permettant de mesurer une partie du vaste spectre des déformations de surface induit par les forces tectoniques. Typiquement, cette technique permet de mesurer actuellement des déformations centimétriques (avec une grande sensibilité sur la composante verticale), sur des bandes de sol larges de 100 km, couvrant la

quasi-totalité des surfaces émergées. L'information est fournie sous forme d'image avec une résolution spatiale décimétrique et la répétitivité des mesures varie du jour au mois. L'interférométrie radar différentielle permet donc d'observer un domaine du spectre spatio-temporel des déformations ayant une place originale par rapport aux autres méthodes existantes (GPS, sismicité, géodésie terrestre, photogrammétrie, corrélation d'images, etc.). Depuis la première application de l'interférométrie radar à l'étude de phénomènes tectoniques par Massonnet *et al.* [1993], l'intérêt et le potentiel de cette technique ont été largement démontrés par diverses applications régionales [Massonnet et Feigl 1998; Bürgmann *et al.* 2000a; Zebker *et al.* 2000].

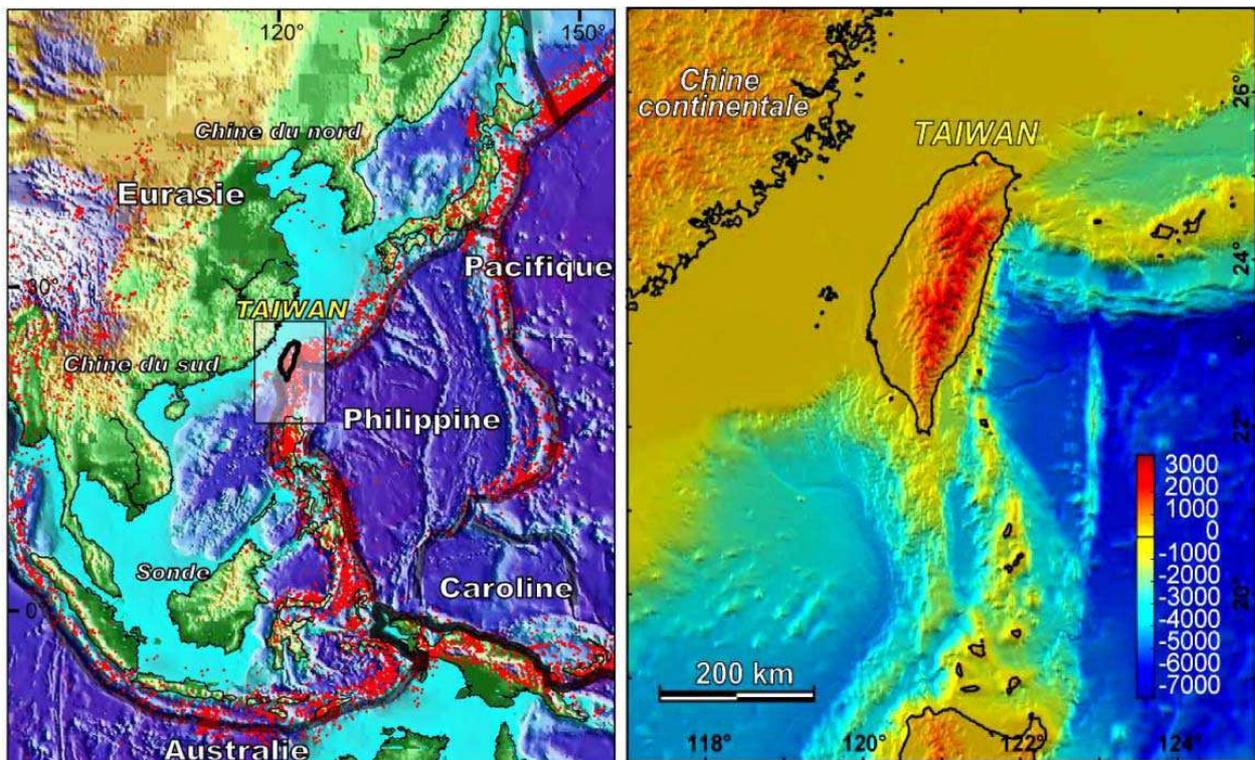


Figure 1 : situation de Taiwan en Asie du Sud-Est

- **A gauche** : localisation de Taiwan en Asie du Sud-Est. Les traits noirs épais représentent les limites des plaques tectoniques majeures dont les noms sont en caractères blancs. Les points rouges représentent les séismes de magnitude supérieure à 4 pour la période 1968-1999. Taiwan se situe donc dans une zone sismique très active, localisée à la frontière convergente entre la plaque Philippines et la plaque Eurasie. - **A droite** : relief terrestre et sous-marin de la région de Taiwan : l'île de Taiwan est la partie émergée d'un orogène en formation depuis environ 5 millions d'années, résultant de la convergence rapide des plaques Philippines et Eurasie.

Dans ce cadre, l'intérêt de ce travail de thèse réside dans la confrontation entre les capacités particulières de l'interférométrie radar différentielle à mesurer des déformations de surface et les problématiques tectoniques posées par les déformations particulièrement actives

de Taiwan. Cette confrontation n'avait jusqu'alors jamais été effectuée. Certes, une grande partie de cette île tropicale est recouverte d'une végétation dense, facteur limitant pour l'interférométrie radar différentielle. Néanmoins, la présence de larges zones urbanisées (liées à la forte densité de population de l'île) et surtout l'ampleur des phénomènes tectoniques présents font de Taiwan une cible intéressante. Du point de vue tectonique, l'île présente des caractéristiques remarquables en raison de la jeunesse et de l'activité actuelle de l'orogène, de l'amplitude et de l'intensité des déformations. De plus, l'île montre différents stades de la construction d'une chaîne de montagnes de collision présentant des styles tectoniques différents. Ceci lui confère un intérêt supplémentaire.

Au-delà des difficultés de la mesure des déformations de surface, un point délicat de cette étude réside dans le passage de la déformation de surface à la compréhension du phénomène tectonique dans ses trois dimensions spatiales. De ce fait, les données interférométriques, et plus généralement géodésiques, souffrent d'une certaine "myopie". En effet, dans la plupart des cas, plus les phénomènes sont profonds moins ils ont de répercussions en surface, et donc plus leur analyse est difficile par ce biais. Ainsi, les informations les plus évidentes que l'on peut tirer de ces données de surface concernent souvent la tectonique "cassante" affectant les premiers kilomètres de la croûte terrestre. Loin de limiter l'intérêt de tels phénomènes, leur proximité avec la surface les rend d'autant plus importants qu'ils exercent une influence directe sur l'homme et sur ses activités. Cette remarque est particulièrement applicable à Taiwan, une des régions les plus sismiques au monde et très peuplée. En effet, on peut difficilement parler de la tectonique active sans évoquer le risque sismique, omniprésent sur l'île.

Délimitation du sujet et objectifs

Cette thèse se positionne donc sur deux domaines de recherche assez différents : d'une part, l'étude de la déformation récente et active à Taiwan ; d'autre part, l'utilisation d'un outil de télédétection, le radar. Cette utilisation implique une technique particulière pour mesurer des déplacements de la surface terrestre. Toutefois, cette thèse ne se place pas dans une problématique exclusivement liée à la déformation tectonique récente et active de Taiwan. Il ne s'agit pas non plus de traiter exclusivement de problématiques liées à la technique employée et à ses capacités d'étudier la tectonique en général.

L'objectif principal de la thèse est de montrer comment l'utilisation de cette technique de télédétection à des fins géodésiques peut permettre d'avancer, par rapport aux connaissances existantes, dans la compréhension des déformations tectoniques actuelles à Taiwan. Nous cherchons à savoir comment, où et dans quelle mesure l'interférométrie radar différentielle peut être appliquée, en conjonction avec les autres méthodes et données disponibles, à l'analyse de la tectonique active de l'île. Il convient à présent de circonscrire plus précisément le sujet.

Du point de vue de l'utilisation du radar, nous nous intéresserons uniquement aux apports de la mesure directe des déplacements de la surface par l'interférométrie radar différentielle. Toutefois, nous évoquerons brièvement une autre technique basée sur la corrélation d'images radar permettant une mesure directe des déplacements (pluri-métriques) [Michel 1997; Michel *et al.* 1999]. Cette autre technique possède, en effet, des liens évidents avec la technique que nous employons. Même si l'interférométrie radar différentielle donne accès à d'autres types d'informations (par exemple, sur la nature des objets ou sur l'atmosphère), celles-ci ne seront envisagées que dans le but d'améliorer l'obtention d'informations sur le déplacement. Les apports à la tectonique issus d'informations indirectes permises par l'interférométrie radar ou encore plus largement par l'imagerie radar, telles que la topographie [Toutin et Gray 2000] et l'interprétation géologique d'images radar [e.g. Deroin et Scanvic 1995; Chorowicz *et al.* 1999; Paillou et Rosenqvist 2003], ne seront pas envisagés ici.

L'interférométrie radar différentielle, telle que nous l'envisageons, utilise deux images radar d'une même zone, acquises dans des conditions similaires mais à des dates différentes. L'obtention de l'information sur les déplacements se fonde sur l'existence de différences mesurables entre les deux images, engendrées par certains déplacements finis de la surface terrestre ayant lieu entre les deux acquisitions. Les images radar utilisées sont obtenues à partir d'un radar à ouverture synthétique (couramment abrégé en SAR : Synthetic Aperture Radar), permettant d'améliorer les capacités d'imagerie du radar "classique". En pratique, les images acquises à partir de satellites sont actuellement les plus utilisées en interférométrie radar différentielle ; elles offrent une importante couverture spatiale et temporelle. Nous limiterons donc notre étude à ce type d'image, et nous insisterons plus particulièrement sur l'utilisation des images issues des satellites ERS-1 et ERS-2 qui ont été exploitées dans nos études sur Taiwan.

Comme le souligne le mot "Apports" présent dans le titre, il ne s'agit pas de traiter de problématiques de tectonique active à Taiwan uniquement par le biais de cette technique. L'intérêt des informations disponibles par interférométrie radar différentielle ne prend vraiment tout son sens que par rapport aux autres informations déjà disponibles et aux autres méthodes d'investigation existantes. Apporter signifiant aussi compléter, nous évoquerons aussi l'intérêt et les possibilités d'intégration des données interférométriques aux autres données disponibles.

De manière assez large, les apports à la tectonique active peuvent concerner à la fois l'identification, la caractérisation et la quantification des déformations tectoniques actuelles ainsi que la compréhension de leurs mécanismes. Cependant, privilégiant les observations directes de la déformation, nous nous limiterons à l'étude de phénomènes tectoniques impliquant des déformations mesurables de la surface. Nous convenons qu'il existe des observations indirectes de phénomènes tectoniques par interférométrie radar. Par exemple, un phénomène de subsidence contrôlé structurellement par des failles (actives ou non) peut montrer des directions préférentielles permettant de mettre en évidence ce contrôle et de donner des renseignements sur les failles [Amelung *et al.* 1999]. De même, l'analyse de la signature spatiale du champ de vitesse d'un glacier peut mener à l'identification d'une faille sous-jacente [Ford *et al.* 2003]. Toutefois, comme leur interprétation est plus délicate en terme de tectonique active, ce type d'observation ne sera pas au centre de cette thèse.

Cette thèse n'a pas pour objectif direct de traiter des conséquences en termes de risques naturels découlant de l'analyse tectonique. Cependant, en se situant en amont, elle peut participer à nourrir le débat en ce qui concerne la compréhension du cycle sismique. Ainsi, nous verrons, à ce propos, que certaines observations interférométriques faites à Taiwan conduisent à poser de nouvelles questions en terme d'aléas et de risques sismiques.

Approche utilisée et plan de la thèse

Dans l'idéal, un tel sujet ferait appel à une étude exhaustive qui éprouverait différentes mises en œuvre de l'interférométrie différentielle et les appliquerait à l'ensemble de l'île. Pour des raisons pratiques liées au nombre d'images dont nous pouvions disposer, une telle étude n'était pas envisageable à l'occasion de cette seule thèse ; des choix ont donc dû être faits. Par exemple, des questions se posaient : fallait-il couvrir toute l'île ou privilégier certaines zones ? fallait-il utiliser différents satellites dans différentes configurations ou privilégier un satellite

pour bénéficier d'une meilleure couverture temporelle ? et ainsi de suite. La présente étude ne constitue donc qu'une première approche en vue d'une étude exhaustive. Nous avons choisi de n'étudier que certaines régions de l'île, en utilisant toujours le même type de satellite (ERS) et toujours avec la même prise de vue, afin d'améliorer la couverture temporelle. Ainsi dans le terme apport, il faut comprendre les apports tangibles de la technique au travers d'applications utilisant des données du satellite ERS. Mais il sera aussi question des apports possibles ou potentiels de l'interférométrie radar différentielle. Ceux-ci seront déterminés au regard des connaissances existantes en n'oubliant pas de mentionner les conditions de leur réalisation et notamment les contraintes opérationnelles qui y sont attachées.

Afin d'aborder différents aspects de la mesure interférométrique, nous avons choisi de privilégier l'exploration de différents phénomènes tectoniques, plutôt que de nous concentrer sur un seul. Nous avons aussi décidé d'étudier les déformations en fonction du cycle sismique, distinguant ainsi les déformations cosismiques, intersismiques et postsismiques. Bien entendu, toutes les déformations ne relèvent pas de ce type, notamment en ce qui concerne les déformations liées aux phénomènes magmatiques (il existe des volcans présentant des signes d'activité au Nord de Taiwan). Ce contexte du cycle sismique a toutefois le mérite de rendre compte de la plupart des déformations tectoniques présentes à Taiwan.

Nous avons adopté dans ce mémoire le plan décrit ci-dessous.

Le Chapitre I explique comment la mesure "brute" fournie par l'interférométrie radar différentielle peut contenir de l'information sur le déplacement et expose les limites de cette application. Il sera ainsi question des limites inhérentes au caractère même de l'information sur le déplacement (par exemple, le fait qu'une seule composante du vecteur déplacement soit disponible). Il sera aussi question des restrictions sur l'accessibilité à cette information. En effet, celle-ci est, en pratique, plus ou moins "masquée" dans la mesure interférométrique par la présence d'autres informations sur le milieu observé concernant des domaines aussi différents que l'atmosphère ou les changements de la nature du sol. Dans l'optique de cette thèse, c'est à dire l'utilisation de la mesure interférométrique pour quantifier le déplacement, ces autres composantes constituent alors des perturbations, sources d'incertitude pour la mesure du déplacement. Après avoir passé en revue ces différentes composantes, nous présenterons les possibilités d'extraire de la mesure interférométrique la composante purement liée au déplacement et d'estimer son incertitude.

Le chapitre II débute par une brève présentation de Taiwan et de sa tectonique. Puis, les apports potentiels de l'interférométrie différentielle à la tectonique seront abordés en y

soulignant les contraintes opérationnelles qui s'y attachent. Ces apports seront évalués au regard des connaissances actuelles sur la tectonique active de l'île et des différentes applications interférométriques à la tectonique qui en ont été faites depuis une décennie. Ensuite, les choix adoptés dans notre mise en œuvre de l'interférométrie différentielle à Taiwan seront présentés.

Les chapitres III et IV présentent des exemples d'application de la technique à partir de données issues des Satellite ERS1/2 (voir Figure 2). Ces études de cas couvrent différents phénomènes tectoniques susceptibles d'être étudiés par l'interférométrie radar différentielle. Le chapitre III traite de l'étude du séisme majeur de Chi-Chi (21 Septembre 1999), impliquant des déformations quasi instantanées et métriques. Le chapitre IV s'attache à des déformations plus lentes (s'étalant sur plusieurs années) et centimétriques. Nous y présenterons l'étude du soulèvement d'un anticlinal, dans le Sud-Ouest de Taiwan, à Tainan. Une étude préliminaire sera brièvement présentée concernant des phénomènes de glissement asismique sur une faille, proche de la ville de Kaohsiung, liés à la tectonique d'échappement de la partie Sud-Ouest de l'orogène.

La dernière partie "conclusions" vise à synthétiser les différents apports de l'interférométrie radar différentielle à la tectonique active de Taiwan, tels qu'ils auront été examinés au cours de cette thèse et d'en présenter les perspectives.

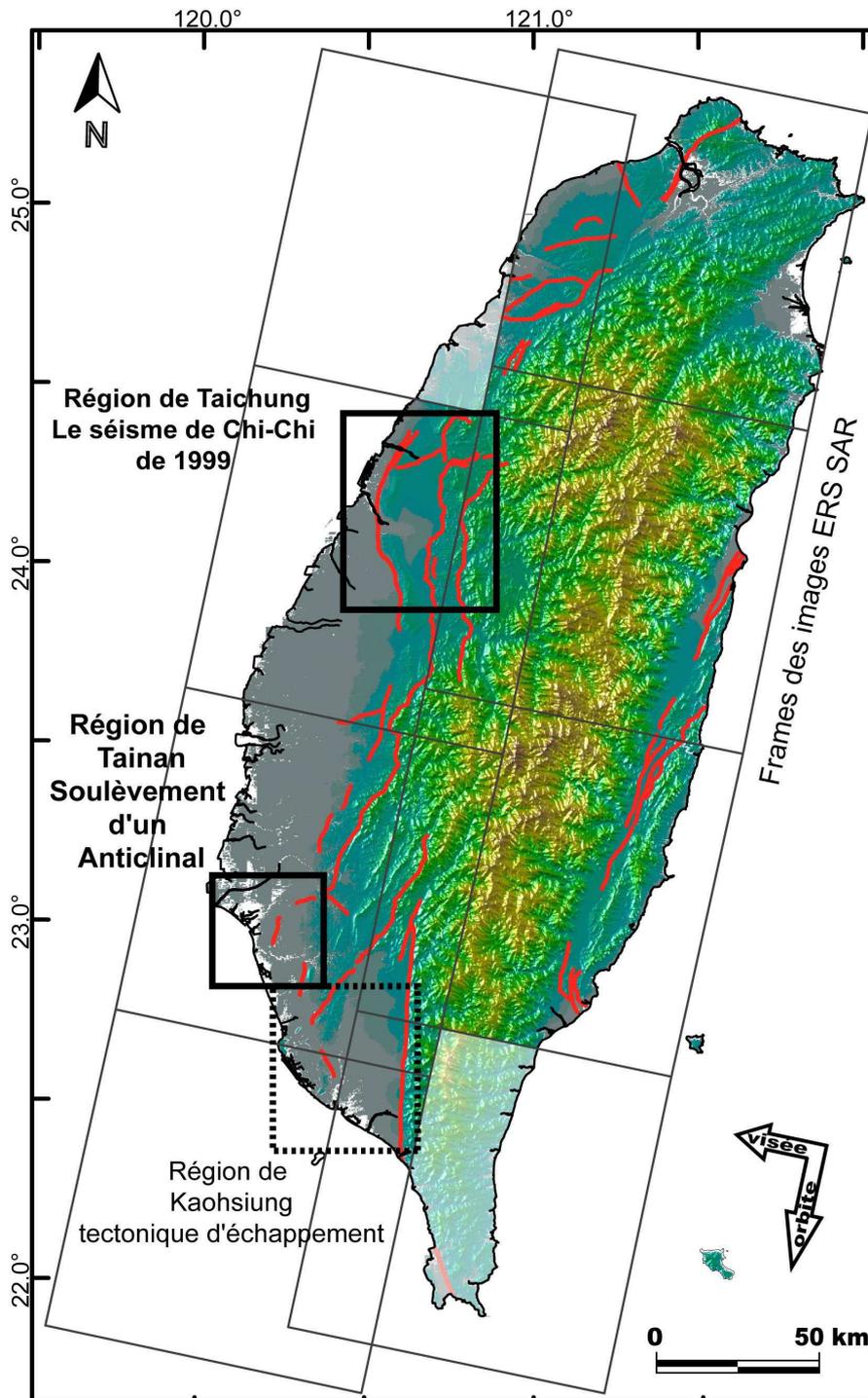


Figure 2 : zones d'étude et situation des images ERS SAR disponibles pour cette thèse
 En trait plein : Localisation des zones d'étude des chapitres III et IV, En trait pointillé : études préliminaires en cours. et localisation des images ERS SAR disponibles lors de cette étude (orbites descendantes). Les zones estompées ne sont pas couvertes par nos images. Les traits rouges représentent les failles considérées comme actives (d'après Chang et al. [1998]).

Chapitre I : Principes et limites de la mesure des déplacements par interférométrie radar différentielle

Le sujet principal de la présente étude est une application particulière de l'interférométrie radar, l'interférométrie radar différentielle, pour la mesure des déplacements de la surface terrestre. Cette application se fait dans une configuration précise : l'utilisation d'images acquises à des dates différentes, depuis un satellite, par un radar à visée latérale de type SAR et en mode cartographique par bande ("strip-map mode" en anglais). Avant de nous limiter à ce cas précis, replaçons brièvement cette approche dans le contexte de l'imagerie radar et de l'interférométrie radar. Le lecteur désireux de trouver une bibliographie plus complète est invité à consulter les références fournies par Hanssen [2001], notamment pour une perspective historique de l'interférométrie radar.

Le terme SAR est l'acronyme de Synthetic Aperture Radar (radar à ouverture synthétique en français), le terme radar étant lui-même l'acronyme de RAdio Detection And Ranging. Un système SAR émet des ondes électromagnétiques cohérentes (avec une longueur d'onde centimétrique à décimétrique) et mesure l'amplitude et la phase des ondes renvoyées par le sol. Moyennant un traitement numérique de ces données, il est possible d'obtenir des images de la surface de la terre. Nous reviendrons plus en détail dans la section A du chapitre I (p.21), sur les informations fournies par l'amplitude et la phase. Notons simplement pour l'instant que ces deux grandeurs associées sont représentées mathématiquement, de façon pratique, sous la forme de nombres complexes, d'où le nom d'images complexes pour les images SAR contenant ces deux types d'informations.

Bamler et Hartl [1998] soulignent la difficulté de définir l'interférométrie radar (fréquemment abrégé en INSAR ou InSAR), devenue un terme assez générique du fait de la variété des applications qui y font référence actuellement. Ils proposent d'utiliser le terme interférométrie radar pour désigner "toutes les méthodes qui emploient au moins deux images SAR complexes afin d'obtenir des informations supplémentaires sur les objets présents dans une seule image SAR, en exploitant l'information de phase du signal SAR". Les principaux critères pour différencier ces différentes méthodes et leurs mises en œuvre

sont : le type de support du radar (sol, avion, navette spatiale, satellite) et les paramètres d'acquisition qui changent entre la première et la deuxième image. En effet, pour apporter de l'information, la deuxième image doit avoir au moins un paramètre d'acquisition différent de la première : cela peut être soit l'instant d'acquisition, soit la position et l'orientation du radar, soit la fréquence ou la polarité de l'onde (émise ou reçue) ou encore le mode d'acquisition [Bamler et Hartl 1998]. Le choix de ces paramètres, pas toujours possible, dépend de l'application envisagée : topographie [Zebker et Goldstein 1986; Madsen *et al.* 1993; Tarayre 1996; Ferretti *et al.* 1999a; Rabus *et al.* 2003], caractérisation de l'état du sol et cartographie thématique [Wegmuller et Werner 1997b; Strozzi *et al.* 2000; Wegmuller *et al.* 2000; Reigber *et al.* 2001], atmosphère [Hanssen *et al.* 1999; Hanssen 2001; Moisseev et Hanssen 2003], courant océanique de surface [Goldstein et Zebker 1987; Ainsworth *et al.* 1995] ou bien déplacements du sol [Massonnet et Feigl 1998].

Pour l'étude des déplacements, idéalement, le seul paramètre d'acquisition qui doit changer entre les deux images est la date d'acquisition. Comme principal résultat, l'interférométrie radar différentielle fournit une image d'une zone couverte par le couple d'images SAR, appelée interférogramme, qui -toujours idéalement- peut être lue comme une carte des déplacements du sol par rapport au satellite. A ce jour, les seules images SAR couvrant des surfaces suffisamment grandes et avec une répétition temporelle suffisante pour l'étude des déplacements tectoniques, sont celles acquises depuis des satellites. Un tableau récapitulatif des caractéristiques des différentes missions SAR par satellites est donné en Annexe B. Il existe aussi de nombreux radars imageurs aéroportés (avion ou navette spatiale). Leurs couvertures spatiales restent cependant très réduites, ainsi que leurs possibilités d'obtenir des images d'une même zone à des dates différentes [Zebker *et al.* 1992; Rosen *et al.* 1996]. L'utilisation d'avion en interférométrie radar différentielle reste actuellement délicate en raison des problèmes liés à la stabilité de la plate-forme durant l'acquisition des images SAR [Reigber et Scheiber 2003]. De façon plus anecdotique, mentionnons le développement récent de l'interférométrie SAR différentielle à partir de radar situé au sol, appliquée à la mesure de déplacements liés à des glissements de terrain [Malassingne *et al.* 2001; Antonello *et al.* 2003; Tarchi *et al.* 2003]. Toutefois, cette application est limitée à de petites zones qui doivent pouvoir être vues depuis le sol, typiquement des flancs de relief.

S'il est possible de parfaitement maîtriser la position et l'orientation du radar lorsqu'il est au sol, cela n'est pas toujours praticable lorsque l'instrument est à bord d'un satellite ou

d'un avion. Ainsi, la plupart du temps, la date d'acquisition n'est pas le seul paramètre d'acquisition changeant entre les deux images : il faudra donc prendre en compte les différences entre les deux images, causées par les changements de position et d'orientation du satellite. Aux changements introduits par les paramètres d'acquisition, il faut ajouter tous les changements du milieu observé qui ne sont pas liés purement au déplacement de la surface. Il s'agit par exemple des changements relatifs à l'atmosphère et aux objets présents à la surface. La prise en compte de tous ces changements "parasites" entre les deux images SAR, qui se superposent à ceux liés au déplacement, est donc indispensable.

La mesure des déplacements, telle que nous l'envisageons, sera donc fortement contrainte par les spécificités de l'imagerie SAR et de l'interférométrie radar différentielle. Ainsi, afin d'étudier le contenu et les limites de cette mesure, nous commencerons par étudier les caractéristiques des images SAR considérées pour notre sujet. Ensuite, nous aborderons les principes de l'interférométrie radar en partant d'une configuration idéale, puis nous introduirons les différents changements non liés aux déplacements, responsables des perturbations de la mesure ainsi que les sources d'erreurs. Les possibilités d'estimer et de réduire l'incertitude sur la mesure, liée à ces différentes perturbations, seront alors abordées.

A. L'imagerie SAR par satellite

Le concept de SAR (radar à ouverture synthétique) est issu de celui du radar. Cette méthode permet d'améliorer la résolution "naturelle" du radar, lors d'une importante étape de traitement du signal, réalisée à partir des données brutes. A cette fin, les caractéristiques propres du radar et sa prise de vue sont optimisées en vue de ce traitement. Nous distinguerons en amont l'acquisition des données brutes et en aval l'image SAR proprement dite, sans entrer dans le détail du traitement SAR lui-même. Nous insisterons surtout sur les points qui auront une influence sur la mesure du déplacement par l'interférométrie radar différentielle.

1. Introduction : de l'optique au radar

Remarque : Cette introduction est surtout destinée au lecteur non-initié à l'imagerie SAR et peut-être ignorée par le lecteur déjà familier avec les images SAR.

L'imagerie optique nous est familière par la photographie. Celle-ci utilise le rayonnement visible et un mode de prise de vue proche de celui de l'œil humain. Les images fournies par les photos sont semblables à ce que nous pouvons voir naturellement. Ainsi, nous partons de l'imagerie optique, plus "intuitive", afin d'aborder l'imagerie radar et d'en saisir les particularités.

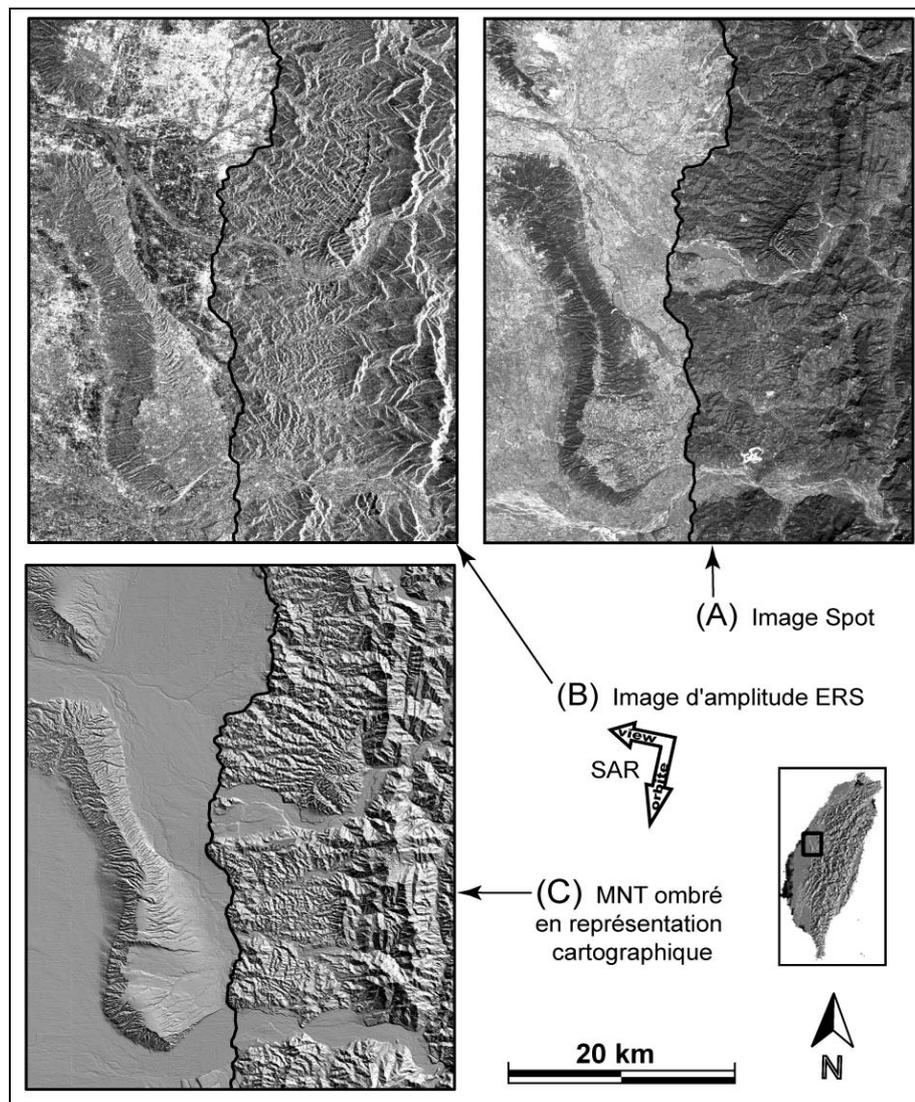


Figure 3 : Comparaison entre une image SAR (ERS), une image optique (SPOT, mode P) et un Modèle Numérique de Terrain.

La comparaison des deux images **A** et **B** de la région de Taichung (où le séisme de Chi-Chi a réactivé la faille de Chelungpu indiquée en trait noir) montre la différence entre les images optique et radar, du point de vue de la radiométrie et de la géométrie. L'image SAR correspond ici uniquement à l'information d'amplitude (l'information de phase n'est pas présente). La zone claire dans le nord de l'image SAR correspond à la ville de Taichung. Noter la différence de géométrie dans les zones de relief à comparer avec le Modèle Numérique de Terrain (image **C**) : rabatement des crêtes vers le satellite dans l'image SAR. L'image SAR fait bien ressortir le relief et les zones urbaines, alors que l'image SPOT présente un contraste fort en relation avec le couvert végétal. L'échelle est donnée à titre indicatif pour l'image SAR car celle-ci est variable suivant la pente du terrain imagé (cette remarque est également vraie pour l'image SPOT mais dans une moindre mesure).

La Figure 3 (A et B) compare une image radar et une image optique prises par satellite. Au premier abord, la différence de niveaux de gris est frappante. Dans un premier temps, laissons de côté ces différences liées à la radiométrie (sur lesquelles nous reviendrons plus tard), pour nous concentrer d'abord sur la géométrie des images. La ressemblance géométrique des images est suffisante pour identifier des zones homologues sur les deux images, ce qui permet de comparer leur radiométrie. Cependant, cette ressemblance est trompeuse dans le sens où elle cache une différence fondamentale entre l'imagerie radar et l'imagerie optique. Un examen plus attentif des deux images dans les zones montagneuses permet d'ailleurs de noter des dissemblances géométriques évidentes, causées par la différence entre ces deux modes d'acquisition.

Chaque pixel d'une image correspond à la réponse d'une certaine surface du sol : la cellule de résolution. La différence entre l'optique et le radar concerne la façon d'établir une représentation bidimensionnelle (l'image) de la surface observée. Deux questions se posent : comment chacun des modes d'acquisition permet-il de distinguer la réponse d'une cellule de résolution par rapport à une autre afin de l'attribuer à deux pixels différents, et comment ces pixels sont-ils ordonnés ?

En photographie, l'image est acquise en une seule fois à un instant donné. En télédétection, il est fréquent que l'image soit formée à partir de plusieurs acquisitions à différentes positions ou orientations de l'instrument de mesure. Cependant, nous nous cantonnerons ici au cas où l'instrument est dans une position et une orientation données (cas simplifié mais suffisant pour ce que nous cherchons à montrer). Dans le cas de l'imagerie optique, le paramètre important pour l'ordonnement des pixels est l'angle d'incidence de l'onde renvoyée par une cellule de résolution sur l'instrument (Figure 4). Pour pouvoir distinguer deux objets équivalents l'un de l'autre, il faut que la différence d'angle d'incidence soit supérieure à un certain seuil qui caractérise la résolution (angulaire) de l'instrument. Dans le cas du radar, le paramètre important pour l'ordonnement des pixels est la distance. Pour pouvoir distinguer deux objets équivalents l'un de l'autre il faut que la différence de distance radar-objet soit supérieure à un certain seuil qui caractérise la résolution (en distance) de l'instrument.

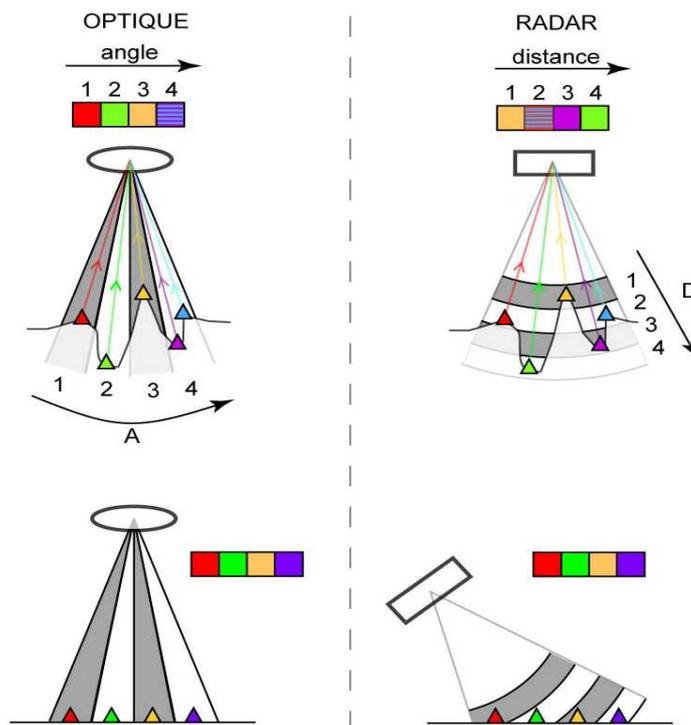


Figure 4 : comparaison entre les modes d'acquisition radar et optique.

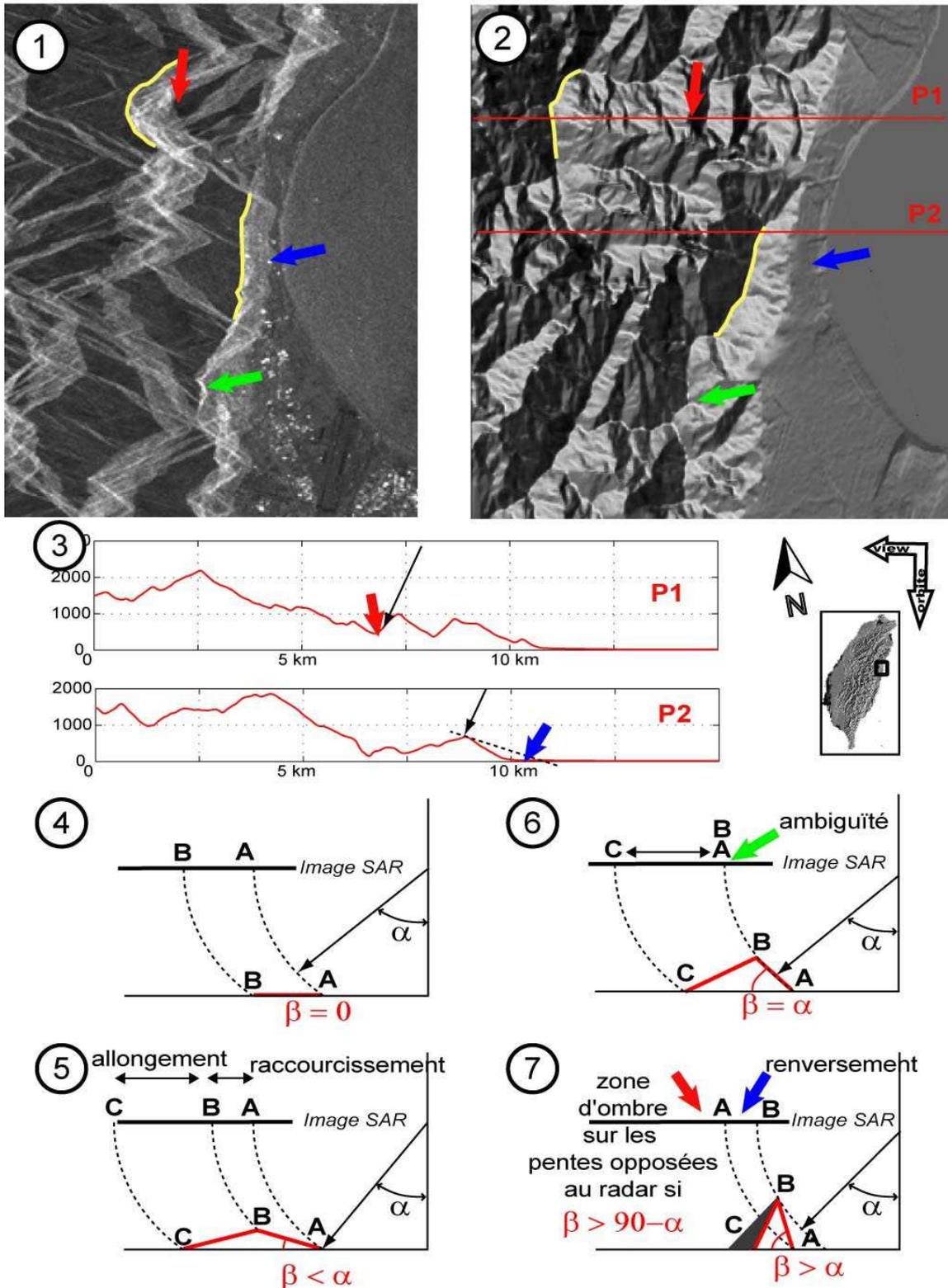
En haut : En optique (**à gauche**), le moyen de distinguer deux objets l'un de l'autre se fonde sur la différence d'angle d'incidence de l'onde renvoyée sur l'instrument par les objets. Si cette différence est trop petite les objets ne peuvent être distingués : ici c'est le cas des triangles violets et bleus. Le radar (**à droite**) se fonde sur la différence de distance radar-objet : dans ce cas, les triangles violets et bleus peuvent être distingués, mais pas les triangles rouges et bleus car ils sont situés à une distance semblable du radar. En optique, le premier pixel correspond au triangle rouge et le dernier aux triangles violet et bleu, alors que dans le cas du radar le premier pixel correspond au triangle jaune et le dernier au vert.

Ainsi, l'ordre dans lequel sont rangés les pixels représentant les objets n'est pas nécessairement le même d'un mode à l'autre : la géométrie de l'image sera donc différente. Cependant, dans le cas particulier d'une surface relativement plane (**en bas**) et si le radar a une visée latérale, les géométries des deux types d'image peuvent se rapprocher.

Figure 5 : distorsions géométriques d'une image SAR

Image SAR (1) et MNT (2) de la région au Nord de la ville de Hualien à l'Est de Taiwan ; les lignes jaunes en 1 et 2 représentent des lignes de crête homologues entre les deux images; 3 – Profils topographiques repérés sur le MNT par les lignes rouges ; 4 à 7 – les différents cas de distorsion en fonction de la pente éclairée par l'onde radar ayant une incidence α . Si $\beta < \alpha$, il y a un raccourcissement du flanc orienté vers le radar et un allongement du flanc opposé. Si $\beta = \alpha$, alors il y a une superposition des réponses de tous les points de la pente qui se concentrent en quelques pixels très lumineux (flèche verte). Il y a une situation de recouvrement lorsque $\beta > \alpha$: la flèche bleue indique une situation où les points du flanc se superposent à ceux de la plaine côtière où se situent des habitations (taches claires). Sur les flancs ouest opposés à la visée, une zone d'ombre peut survenir si $\beta > (90 - \alpha)$, se traduisant par une zone noire sur l'image SAR (la flèche rouge indique une situation proche du phénomène d'ombre radar).

Si la visée du radar est latérale, comme c'est le cas dans les images SAR, les géométries des deux types d'images peuvent se rapprocher (Figure 4, en bas), à la condition que le terrain présente peu de relief. Sinon, certaines distorsions peuvent apparaître dans l'image SAR. Les différents cas de figure sont récapitulés dans la Figure 5.



On peut en retenir que la taille d'une cellule de résolution d'une image SAR est très dépendante de la pente du sol illuminé. Dans certains cas limites, un même pixel peut correspondre à la réponse de zones non contiguës de la surface (effet de renversement ou "lay-over"), ou encore une zone d'ombre radar peut apparaître dans l'image (voir Figure 5, cas 7).

Comment le paramètre de la distance radar-objet est-il accessible ? Pour répondre à cette question, quelques caractéristiques de base du radar doivent être décrites. Il s'agit d'un système actif, c'est à dire que la source de rayonnement n'est pas naturelle (en télédétection optique, c'est le soleil qui sert de source) ; le système, en plus d'un récepteur, comprend un émetteur de rayonnement. Ceci présente le grand intérêt de maîtriser la source de rayonnement et ainsi de pouvoir paramétrer la source du signal (longueur d'onde, polarité, instant, durée et type de l'impulsion, angle d'incidence...). La connaissance de l'instant d'émission d'un signal (typiquement, une brève impulsion) et de l'instant de réception du signal rétrodiffusé par un objet est possible. On peut donc mesurer le temps d'aller-retour de l'onde entre le radar et l'objet et en déduire la distance radar-objet, connaissant la vitesse de l'onde (nous supposons ici pour simplifier que l'émetteur et le récepteur sont situés au même endroit, ce qui n'est pas forcément le cas). En réponse à une même impulsion émise par le radar, des objets, situés à des distances différentes du radar, renverront des signaux décalés dans le temps. En mesurant, au cours du temps, les signaux rétrodiffusés par ces objets, le radar permet de différencier les objets en fonction de leur distance au radar.

La maîtrise de la source du signal émis est un trait fondamental du radar qui lui donne une grande souplesse par rapport à l'imagerie optique (le radar est utilisable même la nuit). Cela permet de comprendre l'important développement pris par cette technique dans le domaine de la télédétection. Ainsi, contrairement à la source de rayonnement solaire, le radar peut émettre des ondes cohérentes, dans un domaine de fréquence tel qu'elles ne sont pas arrêtées par les nuages. En retour, non seulement l'amplitude mais aussi la phase de ces ondes cohérentes peuvent être mesurées.

L'information d'amplitude représente la capacité du sol à rétrodiffuser l'onde radar de façon plus ou moins forte. Une image d'amplitude peut être facilement mise en parallèle avec une image optique (voir Figure 3). La phase, information supplémentaire disponible (et nécessaire) en imagerie SAR, est plus délicate à interpréter en terme physique. La Figure 6 illustre le principe de la mesure de la phase. Elle correspond au déphasage entre le signal

rétrodiffusé et le signal émis pris comme référence. La phase dépend de nombreux facteurs de natures différentes : le trajet-aller retour de l'onde, l'atmosphère traversée, mais aussi la disposition relative des objets constituant la cellule de résolution et leurs propriétés physiques (nous y reviendrons plus en détail ultérieurement). De ce fait, la phase est très variable d'un pixel à l'autre, même sur une surface relativement homogène. Ainsi, l'image de phase seule (qui semble complètement aléatoire) est, en pratique, inutilisable pour obtenir des informations sur le milieu observé. Cependant, la phase est une information potentiellement très riche qui est exploitée par l'interférométrie radar en combinant l'information de phase de deux images.

Des informations sur la distance entre le radar et une cellule de résolution au sol sont donc accessibles par deux paramètres disponibles en imagerie SAR. Tout d'abord, la position du pixel dans l'image SAR est directement liée à la distance entre le radar et la cellule de résolution correspondante. Typiquement, la précision sur la distance fournie par ce paramètre est de l'ordre de plusieurs mètres. Le deuxième type d'information est la mesure de la phase associée au pixel. Celle-ci contient intrinsèquement une mesure très précise (de l'ordre de quelques millimètres) sur la distance radar-cellule de résolution, mais il s'agit d'une mesure ambiguë et beaucoup plus délicate à utiliser. L'interférométrie radar différentielle, telle que nous l'envisageons ici, se sert de ces deux types d'information pour mesurer les déplacements du sol. La grande sensibilité au déplacement de l'interférométrie radar différentielle est ainsi rendue possible par le fait que le radar est conceptuellement un instrument de mesure de distance.

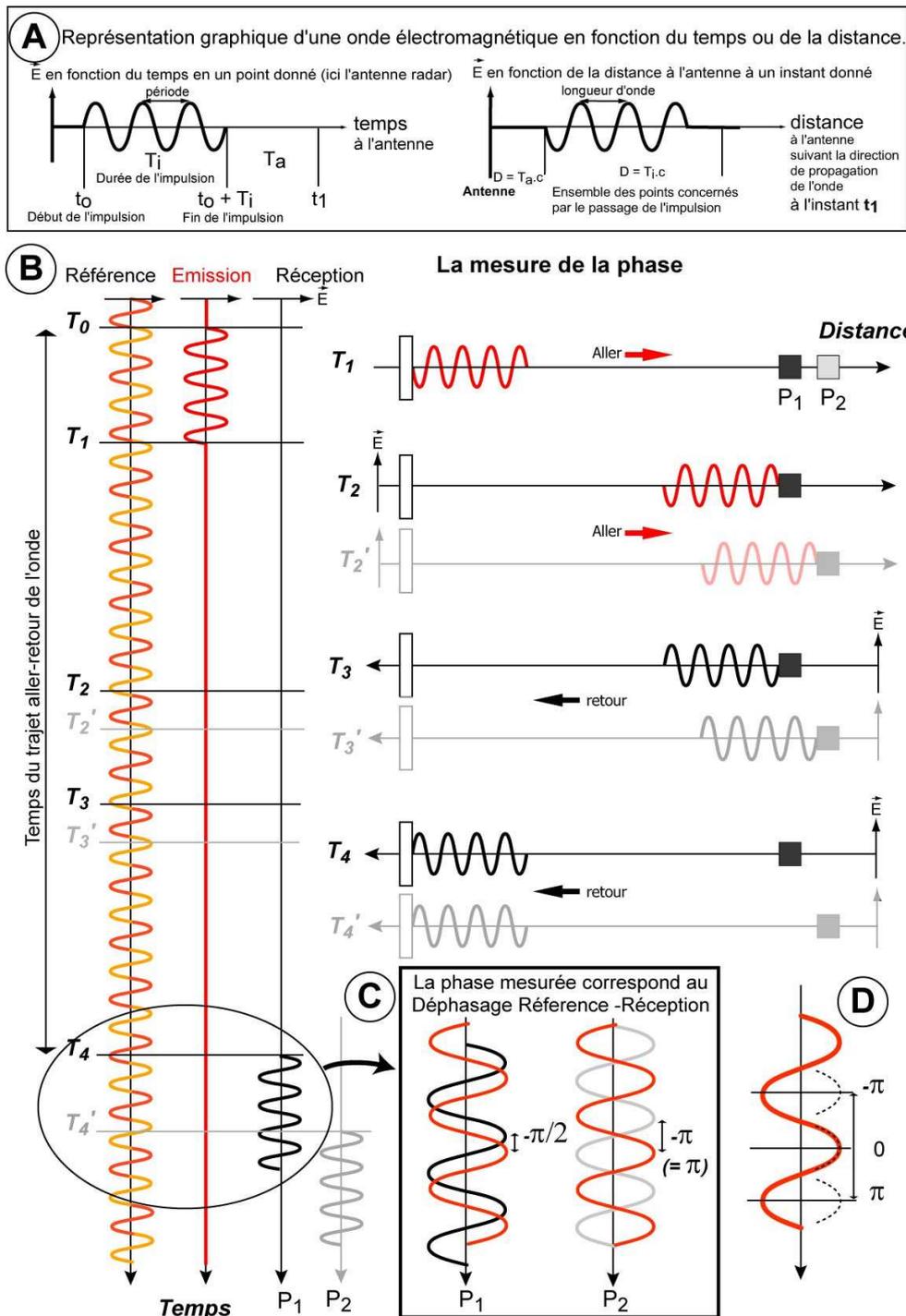


Figure 6 : la mesure de la phase par le radar

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 π (**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.

2. L'acquisition des données brutes

Nous présentons ici les images SAR acquises par satellite, dans le mode cartographique par bande (voir Figure 7). Le radar illumine une bande de sol "en continu" avec un même signal de polarisation constante. D'autres modes existent (par exemple Spotlight [Jakowatz 1996] ou ScanSAR) mais, en pratique, le cas que nous envisageons est, actuellement, de loin le plus utilisé. Le radar imageur a une visée latérale afin d'éviter qu'un même pixel corresponde à des zones disjointes du sol (ambiguïté spatiale de l'écho, voir Figure 4). Le radar embarqué est dit mono-statique car il joue alternativement le rôle d'émetteur et de récepteur. Des systèmes avec émetteur et récepteur séparés sur le même satellite ou sur différentes plates-formes (mode bi-statique ou multi-statique) sont possibles [Massonnet 2001; Krieger *et al.* 2003] , mais ne seront pas abordés dans le cadre de notre étude.

Au cours du déplacement du satellite, l'antenne du radar émet régulièrement de brèves impulsions qui illuminent le sol. La surface ainsi éclairée, appelée "l'empreinte au sol de l'antenne", renvoie vers le satellite une partie du rayonnement émis. En retour à l'antenne, ce rayonnement rétrodiffusé est mesuré (phase et amplitude) par le radar. La fréquence à laquelle sont émises les impulsions du radar (couramment appelée PRF, pour Pulse Repetition Frequency) est suffisamment grande pour que deux empreintes successives se chevauchent largement. Ce recouvrement crée une certaine redondance de l'information qui sera utilisée par le traitement SAR (Pour ERS, un même point est mesuré dans environ 1000 impulsions). Ainsi une bande continue de sol parallèle à l'orbite est "vue" par le radar, sa largeur est appelée "la fauchée", (voir Figure 7).

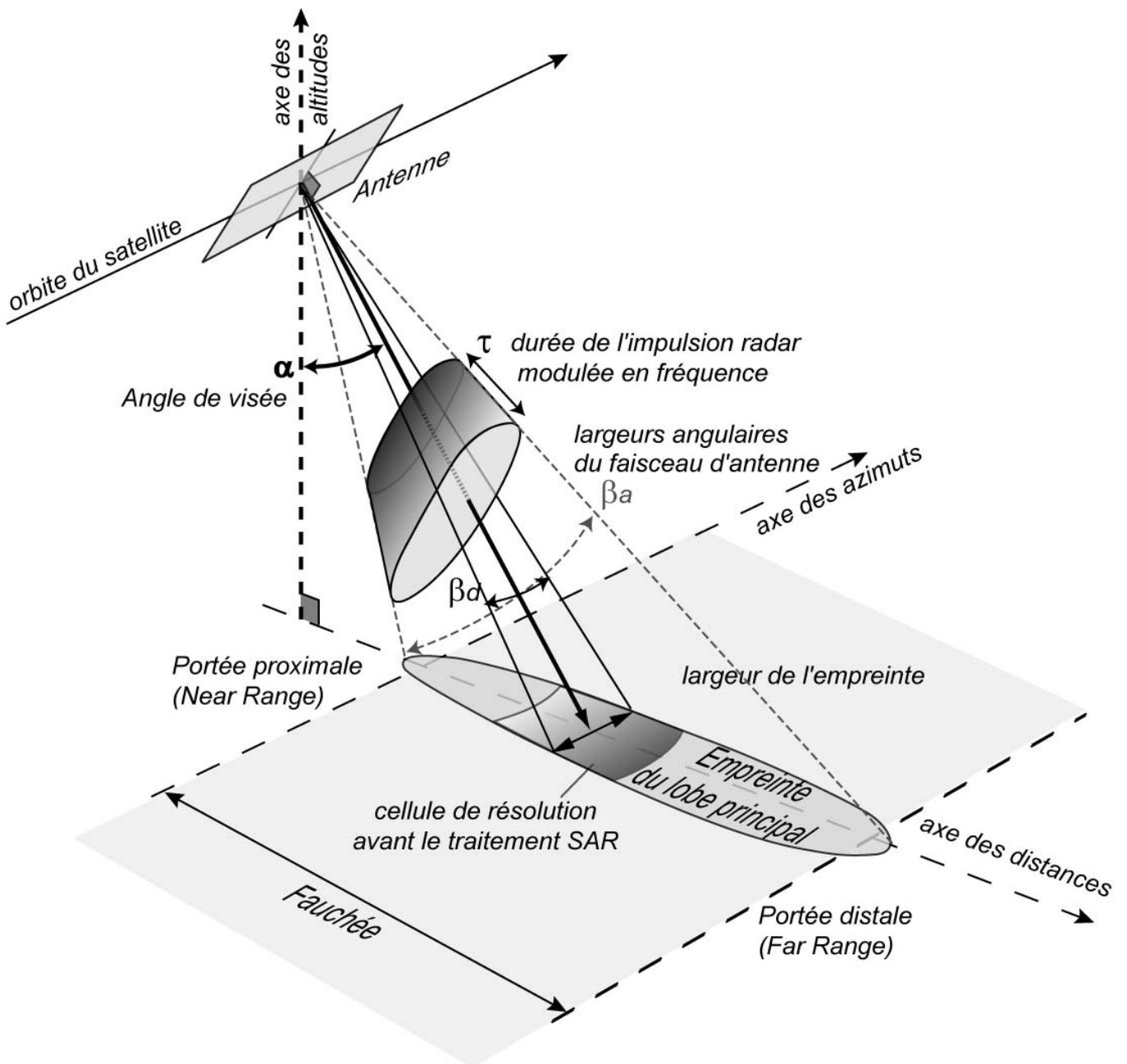


Figure 7 : Acquisition des images SAR

Le radar émet régulièrement, latéralement par rapport au sens de déplacement du satellite, des impulsions modulées en fréquence de durée τ en direction du sol. Les dimensions et la forme du faisceau principal émis dépendent de la taille de l'antenne. La surface du sol éclairée à chaque impulsion est allongée suivant l'axe des distances. La succession des impulsions permet d'obtenir des informations sur une bande continue de sol parallèle à la direction d'azimut et dont la largeur (ou fauchée) est limitée par les portées proximale et distale du satellite.

La taille et la forme de l'empreinte dépendent des caractéristiques de l'antenne et notamment de ses dimensions. Plus l'antenne est grande et plus le faisceau est fin (ce qui correspond à des angles β_a et β_d petits sur la Figure 7). La largeur de l'empreinte au sol L_e , à une distance D est [Hanssen 2001, p. 26] :

$$L_e = \frac{\lambda}{L_a} D \quad (\text{éq. 1})$$

avec λ la longueur d'onde utilisée, et L_a la largeur de l'antenne. Cette largeur définit la résolution en azimut R_a du radar avant le traitement SAR, c'est donc aussi la largeur d'une cellule de résolution avant le traitement SAR. En effet, le radar ne peut faire la distinction entre les différents points de l'empreinte situés à une même distance du radar (voir Figure 4). En distance, la résolution suivant la direction de visée R_d est donnée par :

$$R_d = \frac{c\tau}{2} \quad (\text{éq. 2})$$

avec τ la durée d'impulsion et c la vitesse de la lumière. La taille de la cellule de résolution au sol, dépendant de l'angle d'incidence θ , (voir Figure 5) est déterminée par :

$$R_d = \frac{c\tau}{2 \sin \theta} \quad (\text{éq. 3})$$

En prenant l'exemple du satellite ERS, avec $\lambda = 5,66$ cm, $\tau = 37,1$ μ s, $L_a = 10$ m, $D = 840$ km, et $\alpha = 23^\circ$ (variant entre 19° et 27°), on trouve, pour une cellule de résolution, avant le traitement SAR, $R_a \approx 4,8$ km et $R_d \approx 14$ km pour une fauchée d'environ 100 km. En conséquence, chaque fois que le radar mesure l'amplitude et la phase du signal, celui-ci correspond à la réponse d'une surface de plusieurs kilomètres carrés. Cependant, l'échantillonnage du signal rétrodiffusé se fait à une fréquence suffisamment élevée pour qu'il y ait un fort recouvrement des cellules de résolution mesurées, créant là aussi une forte redondance de l'information. Ainsi pour ERS, une fréquence d'échantillonnage en distance de 18,963 MHz est employée, ce qui assure environ 5600 mesures pour l'ensemble de la fauchée.

L'ensemble des données mesurées peut être représenté sous la forme d'une matrice bidimensionnelle (que nous n'appellerons pas image pour éviter toute confusion avec l'image

SAR finale). Conventionnellement, chaque ligne représente les mesures faites pour une impulsion (environ 5600 enregistrements pour ERS), les différentes lignes correspondant aux impulsions successives du radar. Le début de ligne (1^{ère} colonne) correspond à la première mesure et la fin de la ligne à la dernière mesure pour une impulsion donnée. Le nombre de lignes n'est, a priori, pas limité car le radar image une bande continue de sol. Cependant pour des raisons pratiques, lors de la diffusion des données aux utilisateurs, la bande est découpée régulièrement en morceaux (le terme anglais "frame" est souvent utilisé). La Figure 2 illustre ce découpage sur Taiwan pour les données ERS (les bandes sont approximativement orientées Nord-sud).

Par rapport à son orientation idéale fixée pour une latitude donnée [Hanssen 2001, p. 23], l'instrument radar peut être dans une orientation légèrement différente, caractérisée par les angles de roulis, de lacet et de tangage (voir Figure 8). Cette variation d'orientation cause un dépointage de l'antenne. Du point de vue du contenu des données brutes, le roulis ne fait qu'introduire un décalage des zones observées suivant la direction des distances. Mais sur la partie commune, la surface est vue exactement de la même façon. Par contre, le dépointage causé par l'angle de tangage et de lacet implique que la surface n'est pas vue exactement sous le même angle : le contenu des données brutes pour une même surface pourra donc varier. En pratique, sur un satellite, ces variations d'angle demeurent très faibles.

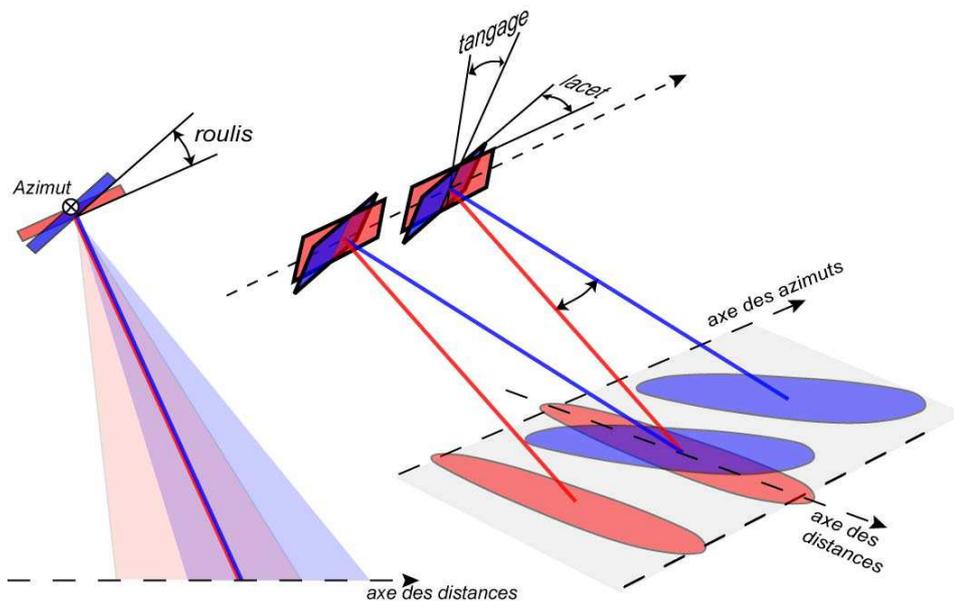


Figure 8 : influence de l'orientation du radar durant l'acquisition des données brutes

L'angle de roulis introduit un décalage de l'empreinte au sol suivant la direction des distances, mais un même point sera vu de façon identique pour les deux orientations. Par contre dans le cas de l'angle de lacet ou de tangage (les deux peuvent se combiner), un même point sera vu avec des angles d'incidence légèrement différents.

3. Le traitement SAR

Le traitement SAR a fait l'objet de nombreux travaux [e.g. Leberl 1990; Curlander et McDonough 1991; Arnaud 1997]. Nous nous contentons ici d'en évoquer brièvement les principes.

Nous avons vu que chaque "pixel" de donnée brute correspondait à une cellule de résolution de plusieurs kilomètres carrés. Le traitement SAR va permettre d'obtenir une résolution métrique. Pour cela, la réponse du sol doit être échantillonnée avec un pas semblable à la résolution voulue, d'où les hautes fréquences d'échantillonnage en azimut et en distance par rapport à la taille d'une cellule de résolution de donnée brute. Si l'on se place du point de vue d'un objet précis au sol, la réponse de cet objet est contenue dans plusieurs centaines de pixels de données brutes (voir Figure 9).

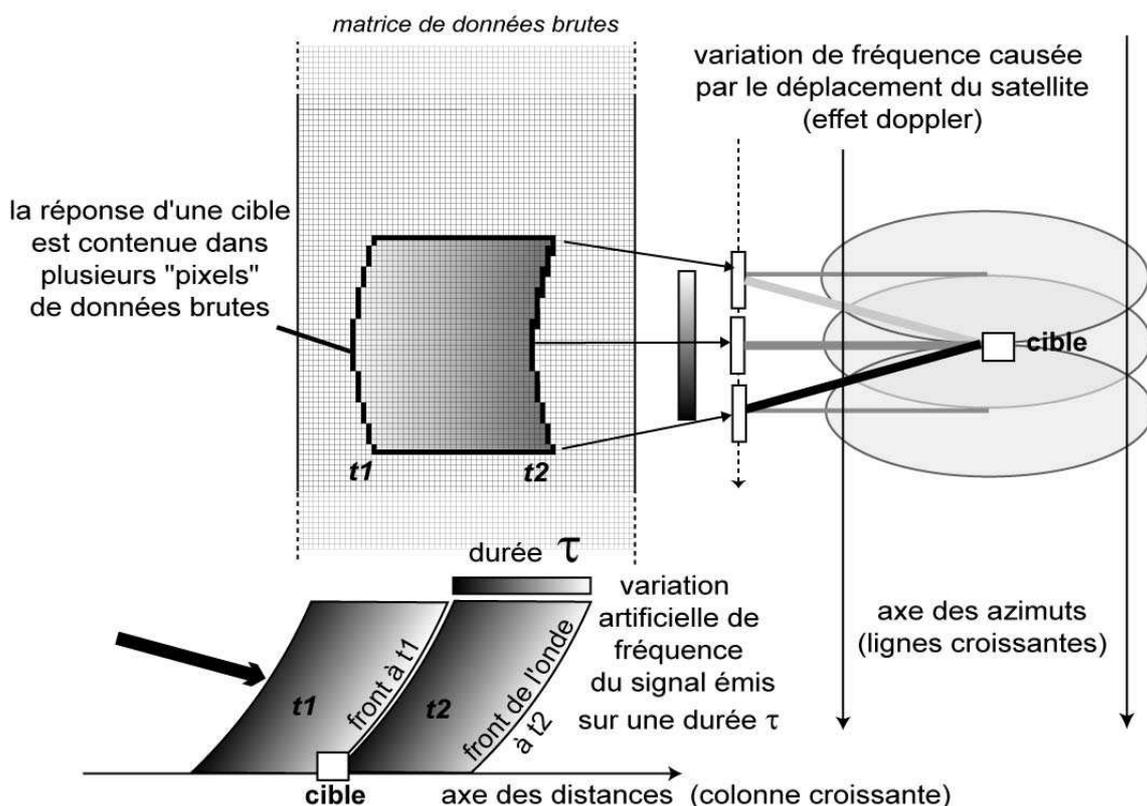


Figure 9 : réponse d'une cible ponctuelle dans les données brutes

La réponse d'une cible est contenue dans plusieurs pixels de données brutes, mais cette réponse n'est pas à la même fréquence dans chaque pixel. En effet, en distance, il y a une modulation artificielle du signal émis, et selon la direction d'azimut il existe une modulation liée au déplacement du satellite par rapport à la cible (effet doppler). La variation parabolique de la position en distance des pixels est due au fait que la distance radar-objet, qui est minimale lorsque la visée est perpendiculaire à l'orbite, augmente lorsque le satellite "voit" l'objet d'une position plus éloignée.

Mais, en chaque pixel, elle est mélangée avec les réponses de tous les autres objets de la cellule de résolution correspondante.

L'extraction de la réponse d'une cellule de résolution SAR se fait en deux étapes. Ces étapes sont appelées synthèse ou focalisation, ou encore compression des données brutes (voir Figure 10). Tout d'abord, suivant les lignes de données brutes (axe des distances), en utilisant le fait que le signal radar émis est modulé linéairement en fréquence (sur une bande de fréquence B), la compression en distance permet d'obtenir une résolution $R_{d sar}$ suivant la direction de visée, telle que :

$$R_{d sar} = \frac{c}{2B} \quad (\text{éq. 4})$$

En azimut, l'amélioration de la résolution est obtenue grâce à la modulation de fréquence de l'onde radar créée par le déplacement du satellite par rapport au sol. En effet, la phase observée varie proportionnellement avec la distance satellite-sol (de façon hyperbolique, mais cela correspond à une variation linéaire en fréquence, voir Figure 9) introduisant un effet doppler. La résolution en azimut après focalisation, $R_{a sar}$, devient alors égale à la moitié de la longueur de l'antenne L_a :

$$R_{a sar} = \frac{L_a}{2} \quad (\text{éq. 5})$$

La compression en azimut utilise les différents échos renvoyés sur l'antenne par une même cible, en réponse aux différentes impulsions successives, pendant un déplacement du satellite équivalent à la largeur de l'empreinte du lobe d'antenne. La longueur caractéristique de l'antenne "synthétisée" (d'où le terme SAR) correspond au double de la dimension de l'empreinte en azimut : après le traitement, tout se passe comme si une seule impulsion avait été émise par une grande antenne. Rappelons que, sans traitement SAR, la taille d'une cellule de résolution en azimut diminue avec la largeur d'antenne (éq. 1). Grâce au traitement SAR, plus l'antenne réelle est petite, plus le faisceau est large et donc plus l'antenne simulée est grande. Cependant, d'autres contraintes techniques imposent une taille minimum à l'antenne.

Ainsi, l'image SAR peut être considérée comme la matrice de données brutes d'un radar "simulé" ayant les mêmes fréquences d'acquisition en azimut et en distance que le radar réel, mais possédant une antenne équivalente à l'antenne synthétisée et émettant une impulsion sur une durée beaucoup plus brève (la résolution en distance diminue avec cette durée, voir éq. 2). Pour ERS, cela équivaut à une longueur d'antenne de 9400 m et une durée

d'impulsion de 64 ns (contre 10 m et 37,1 μ s en réalité). La résolution naturelle d'un tel radar simulé est bien de 5 m en azimut et de 9,6 m en distance, ce qui correspond, en terrain plat, à une cellule de résolution au sol de 5 m par 25 m. Sachant qu'une telle taille d'antenne est irréaliste sur un satellite et qu'il faudrait fournir une puissance instantanée beaucoup plus importante pour obtenir une durée d'impulsion si brève, les avantages du radar à ouverture synthétique sont évidents. Notons aussi une autre caractéristique intéressante de l'imagerie SAR : la résolution d'une image SAR ne dépend pas de la distance radar-sol.

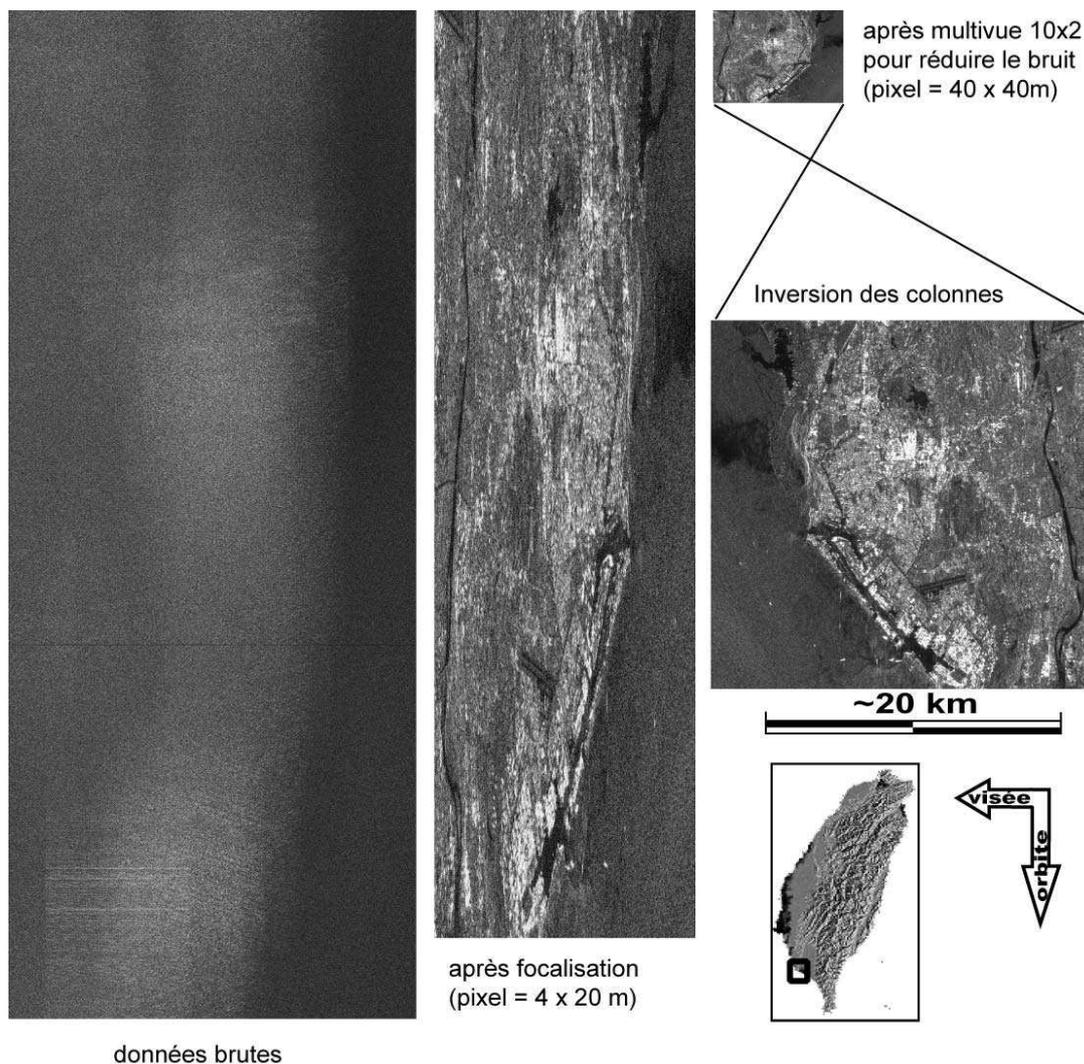


Figure 10 : la focalisation des données brutes par le traitement SAR

Données SAR sur la ville portuaire de Kaohsiung. A partir des données brutes qui ont une résolution kilométrique, la synthèse radar, ou focalisation, permet d'obtenir une précision métrique. Afin de réduire le bruit de l'image focalisée, un moyennage est fréquemment utilisé (voir section A-4.b). Puisque la visée du radar est vers l'Ouest, les premières données acquises (colonne de gauche des données brutes) correspondent à la partie Est de la surface imagée. Une inversion de l'ordre des colonnes permet d'obtenir une image plus "naturelle". Les points blancs en mer correspondent à de gros cargos en provenance ou à destination du port.

Dans le traitement SAR, le choix de certains paramètres permet d'obtenir des images SAR légèrement différentes, à partir de mêmes données brutes. Nous évoquerons ici deux choix qui concernent la visée d'acquisition et la visée de restitution.

- La visée d'acquisition

Lors de l'acquisition des données brutes, une cellule de résolution est éclairée avec des points de vue légèrement différents suivant sa position dans le lobe d'antenne, qui évolue au cours de la progression du satellite (Figure 9). L'orientation du satellite est également un paramètre de la visée d'acquisition du satellite (Figure 8). L'orientation de l'instrument à bord du satellite peut être considérée comme constante lors de l'illumination d'un même réflecteur par les impulsions successives. Pour chaque impulsion, la fréquence de l'onde est décalée en fonction du déplacement du satellite par rapport au réflecteur considéré. La fréquence "doppler centroïde" est la fréquence centrale du passage d'un réflecteur à travers le faisceau de l'antenne. Cette fréquence est équivalente d'un point de vue géométrique, à une direction de visée "moyenne" du satellite vers le point considéré. Cette visée "moyenne" correspond à la direction normale à la surface de l'antenne qui dépend de l'orientation de l'instrument (Figure 8)

Si l'on prend en compte l'ensemble des données brutes où la réponse du réflecteur est suffisamment forte, par ce choix, on utilise au mieux l'ensemble des réponses pour optimiser le rapport signal à bruit de l'image SAR. Du point de vue fréquentiel, on considère alors l'ensemble du spectre des fréquences correspondant au maximum d'énergie renvoyée, centrée sur la fréquence de doppler centroïde. Cependant, il est possible de ne considérer qu'une partie de ces données et ainsi de privilégier un angle de visée légèrement différent. Mais cela se fera au détriment de la qualité de l'image, car on utilise une seule partie du spectre ou bien on décale la partie du spectre utilisée vers des niveaux d'énergie moindres. Ce choix peut être judicieux en interférométrie radar différentielle pour obtenir deux images ayant une visée similaire (voir section C-1-c p. 77). En effet, en interférométrie, la perte d'information causée par des images ayant deux angles de vue différents peut se révéler très pénalisante.

- la visée de restitution

Le traitement SAR est plus qu'un simple gain de résolution, il définit aussi la géométrie de l'image. Un autre paramètre important du traitement SAR concerne la

géométrie de restitution. En effet, une fois l'étape de focalisation effectuée, chaque pixel de l'image est repéré dans un système de coordonnées défini par le choix d'une direction de visée et par le déplacement du satellite sur son orbite : distance au radar le long de la direction de visée suivant les lignes, et temps suivant les colonnes.

L'image SAR peut-être considérée **comme si** le radar avait une visée suivant une direction qui peut être choisie différente de sa visée effective. La géométrie de l'image SAR devient donc indépendante de l'orientation effective de l'instrument (c'est une grande différence avec l'imagerie optique où l'orientation de l'instrument est décisive en terme de géométrie). La plupart du temps, le choix est de prendre une direction de visée normale à l'orbite. Il est important de bien distinguer les deux paramètres différents que sont le choix de la visée d'acquisition et le choix de la visée de restitution. Concernant ce dernier paramètre, il faut noter qu'il ne s'agit cependant que d'une correction géométrique (correction de la phase en fonction de la distance radar-sol). Cette correction ne modifie pas en soi la réponse propre d'une cellule de résolution qui restera celle correspondant à la direction de visée d'acquisition choisie. Autrement dit, si la géométrie de l'image SAR est indépendante de l'orientation de l'instrument, le contenu de l'image SAR reste tout de même influencé par cette orientation.

4. Caractéristiques du contenu de l'image SAR complexe

Nous ne reviendrons pas ici sur les caractéristiques géométriques de l'image qui ont déjà été évoquées précédemment : l'effet de la visée latérale sur la géométrie de l'image (§I.A.1), la résolution de l'image SAR (§I.A.3), le choix de la visée de restitution et ses conséquences (§I.A.3). Ici on s'intéresse à la mesure complexe, c'est-à-dire à l'amplitude et à la phase contenues dans chaque pixel de l'image SAR. L'étude de la mesure d'une cible élémentaire permettra d'introduire le cas, plus délicat, de la mesure d'une cellule de résolution effectivement contenue dans le pixel. Nous insisterons plus particulièrement sur la phase qui a un rôle primordial en interférométrie radar.

a) La mesure complexe d'une cible élémentaire

Si on considère une cible élémentaire, l'amplitude de l'écho reçu dépend de l'amplitude du signal émis, de l'atténuation de l'onde dans l'atmosphère, et de la capacité de la cible à renvoyer le signal vers le radar. Cette capacité dépend évidemment des propriétés physiques

de l'objet. La constante diélectrique du matériau, sa teneur en eau, son état de surface, par exemple, joue un grand rôle dans la rétrodiffusion [Henderson et Lewis 1998].

La phase correspond au déphasage entre l'onde émise et l'onde reçue (Figure 6). Plusieurs facteurs contribuent à ce déphasage. En vue de l'utilisation de la phase en interférométrie différentielle, il est pratique de décomposer (de façon artificielle) la phase de la façon suivante :

$$\begin{aligned}\varphi &= \varphi^o + 2k\pi \quad \text{avec } \varphi^o \in [-\pi, \pi[\\ \varphi &= \varphi_{geo} + \varphi_{atm} + \varphi_{obj}\end{aligned} \quad (\text{éq. 6})$$

φ^o correspond à la phase mesurée en radians. C'est une mesure du déphasage φ , mesure connue à un nombre entier de cycle près, c'est-à-dire modulo 2π (on dit qu'il y a ambiguïté de la phase mesurée). φ_{geo} , la phase géométrique, correspond au déphasage qui serait causé si l'onde suivait un trajet aller-retour rectiligne dans le vide suivant la direction de visée restituée et avec une réflexion sur la cible élémentaire qui ne modifierait pas la phase de l'onde. φ_{atm} , la phase atmosphérique, représente la phase qu'il faut ajouter au cas précédent en prenant en compte la propagation de l'onde dans l'atmosphère réelle. φ_{obj} , la phase objet, représente le déphasage introduit par la réflexion sur la cible élémentaire (dépendant des propriétés de la cible). La phase géométrique est reliée à la distance radar-cible D par la relation suivante :

$$\varphi_{geo} = \frac{2D}{\lambda} \cdot 2\pi \quad (\text{éq. 7})$$

L'ambiguïté de la phase est un point très important. Ainsi, si l'on ne prend en compte que φ_{geo} , l'ambiguïté fait que si la cible est située à la distance D ou à toute autre distance D' telle que :

$$D' = D + k \frac{\lambda}{2} \quad (\text{éq. 8})$$

où k est un nombre entier, alors la phase mesurée sera la même.

b) La mesure complexe d'une cellule de résolution.

A chaque pixel de l'image correspond une mesure complexe du signal rétrodiffusé par l'ensemble d'une cellule de résolution. Comme la longueur d'onde utilisée est petite devant la taille de la cellule de résolution, de nombreux diffuseurs (ou cibles) élémentaires contribuent

à la réponse de la cellule. La source du signal étant cohérente, il se produit des phénomènes d'interférences constructives ou destructives entre les différents rais d'onde renvoyés vers le radar. La mesure correspond à la somme complexe de ces différentes réponses (Figure 11). Les mesures de phases et d'amplitudes sont quasiment imprédictibles car elles dépendent de très nombreux paramètres qui ne sont pas constants à l'intérieur de la cellule de résolution. Par exemple, chaque cible élémentaire est à une distance différente du radar. Ceci est compliqué par la possibilité de réflexions multiples et de diffusion volumique.

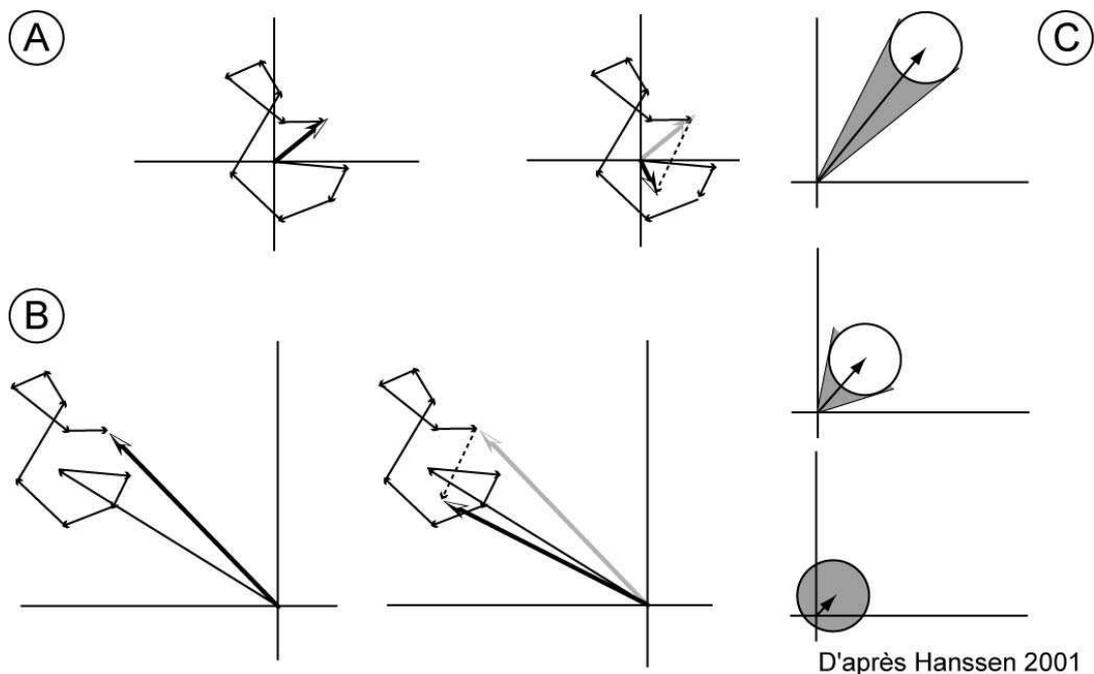


Figure 11 : construction de la réponse d'amplitude et phase d'une cellule de résolution

A – La réponse propre d'une cellule de résolution correspond à la somme des réponses élémentaires des objets contenus dans la cellule. L'ajout d'un objet (flèche en pointillé) peut considérablement modifier la phase et l'amplitude mesurée. **B** – Même configuration que dans A, mais cette fois il y a un objet qui domine dans la réponse. Dans ce cas, la réponse enregistrée dans le pixel sera moins sensible à l'ajout d'un objet. **C** – illustration du rôle de l'amplitude sur la variabilité de la phase pour une erreur donnée sur la mesure complexe (l'erreur est identique sur la composante réelle et imaginaire). Dans le cas du bas, où l'amplitude est trop faible, la phase perd toute signification. **C, D'après Hanssen [2001, p. 51].**

La phase, qui contient l'information de distance entre le radar et le sol, est le paramètre fondamental pour la mesure des déplacements par INSAR. Cependant, l'amplitude joue aussi un rôle important, notamment car la variabilité de la phase est fonction de l'amplitude (Figure 11, C). Ainsi, en interférométrie radar, on préfère travailler sur des données en représentation complexe. La phase et l'amplitude d'un pixel sont assez sensibles à des

modifications même mineures du contenu de la cellule de résolution en fonction de la répartition et du type des cibles élémentaires (Figure 11). Ceci peut-être nuancé suivant la répartition et le type des cibles élémentaires présentes. En effet, si la réponse d'une cible élémentaire domine les autres, alors l'amplitude et la phase du pixel seront beaucoup plus stables devant une petite modification du contenu de la cellule de résolution.

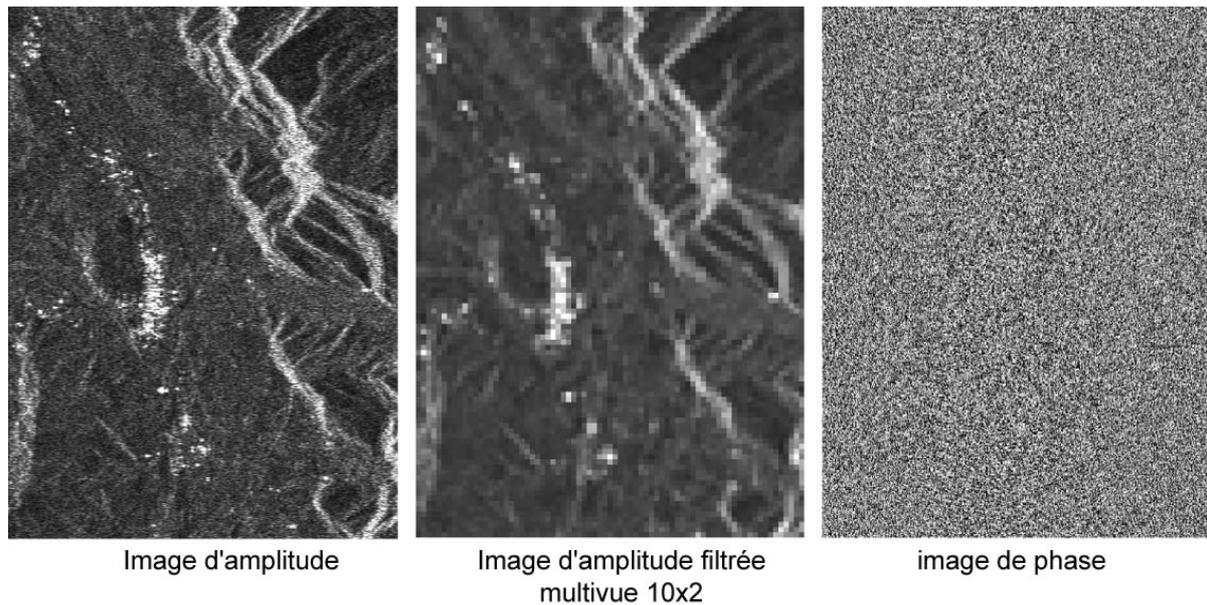


Figure 12 : image d'amplitude et de phase

image d'amplitude filtrée par une moyenne spatiale sur une fenêtre de 10x2 pixels - **A droite** : l'image de phase correspondante, qui peut être assimilée à un bruit "blanc". (région de Tapo - Vallée longitudinale de Taiwan)

Pour l'amplitude, cette construction du signal, au niveau de la cellule de résolution, se traduit par la présence de chatoiement sur l'image SAR (voir Figure 12), couramment appelé "speckle" d'après son équivalent anglais. Le speckle peut être considéré comme un bruit multiplicatif (c'est-à-dire d'autant plus fort que la réponse de la cellule est intense). Cependant, il faut conserver à l'esprit que c'est un phénomène déterministe et donc reproductible si les conditions de prise de vue et les caractéristiques de la cellule sont conservées. Pour réduire le bruit de speckle, le filtre le plus couramment utilisé est une moyenne spatiale de l'amplitude sur une fenêtre donnée de pixel, qui entraîne en contrepartie une perte de résolution (Figure 10 et Figure 12). Une autre possibilité est d'utiliser, lors de la focalisation, plusieurs portions indépendantes de données brutes pour obtenir plusieurs images de la même zone, mais correspondant à des visées légèrement différentes (voir

§I.A.3) et avec une résolution dégradée. L'addition des amplitudes de ces différentes images permet de réduire le bruit, mais toujours au détriment de la résolution. Dans les deux cas, l'image d'amplitude obtenue est appelée image d'amplitude multivue.

La phase étant connue de façon ambiguë et résultant de facteurs plus nombreux et moins homogènes que ceux contrôlant l'amplitude, l'image de phase seule n'est pas interprétable en terme d'information sur le milieu observé (Figure 12). Pour une cellule de résolution, on peut effectuer une décomposition de la phase similaire à celle d'une cible élémentaire :

$$\varphi = \varphi_{geo} + \varphi_{atm} + \varphi_{cons} \quad (\text{éq. 9})$$

Ici, φ_{geo} , la phase géométrique, est plus délicate à définir. En effet, le trajet aller-retour de l'onde varie légèrement d'une cible à l'autre dans la cellule de résolution. Le trajet aller-retour "moyen" peut être défini par rapport au centre de la cellule de résolution sous certaines conditions. Il faut que les cibles soient réparties de façon homogène sur une surface plane, que leurs réponses puissent être considérées comme statistiquement indépendantes et qu'aucune cible ne domine par rapport aux autres. Si une cible domine fortement les autres, le trajet peut être défini par rapport à cette cible. Cependant, il existe de nombreuses autres situations différentes, par exemple impliquant des réflexions multiples, où le trajet aller-retour "moyen" devient difficile à définir. A priori, en l'absence d'autre information, on se placera par rapport au centre de la cellule de résolution. φ_{atm} , la phase atmosphérique, représente toujours la phase qu'il faut ajouter au cas précédent en prenant en compte la propagation de l'onde dans l'atmosphère réelle. En pratique, celle-ci varie très peu d'une cible à l'autre de la cellule. φ_{cons} , la phase de construction pixellaire, représente la phase à ajouter en prenant en compte tous les autres effets liés au contenu de la cellule de résolution. Notons que la phase de construction dépend de l'angle d'incidence de l'onde sur la cellule de résolution, qui est déterminé par la direction de visée d'acquisition choisie (et non par la direction de visée de restitution, voir §I.A.3). Ainsi la phase dépend de l'orientation de l'instrument et de sa position au moment de l'acquisition, ce qui a des répercussions en interférométrie radar.

c) Les Sources d'erreur

La phase des images SAR comporte une certaine incertitude liée à la mesure instrumentale mais aussi aux erreurs et approximations dues au traitement SAR [Just et Bamler 1994; Arnaud 1997]. L'équation 9 devient alors :

$$\varphi = \varphi_{geo} + \varphi_{atm} + \varphi_{cons} + \varphi_{err} \quad (\text{éq. 10})$$

où φ_{err} est l'erreur faite sur la phase. Pour le satellite ERS, le bruit thermique lié à l'instrument crée une incertitude d'environ 12° soit $1/30^\circ$ de cycle ou encore 1 mm si on interprète la phase en terme de distance [Hanssen 2001, p. 40].

B. Principes de la mesure de déplacement

Les premières observations de déplacement utilisant l'interférométrie radar ont été faites par Gabriel *et al.* [1989] à partir du satellite Seasat : il s'agit de l'observation de faibles variations de la surface de champs cultivés, liées au gonflement du sol lorsqu'ils sont arrosés et à leur compaction lorsqu'ils sèchent. Mais la première application qui a vraiment lancé l'utilisation de l'interférométrie radar différentielle pour des applications à la tectonique est la mesure du déplacement co-sismique du séisme de Landers (1992, Californie) à partir de données ERS-1 par Massonnet *et al.* [1993].

Nous présentons ici les principes de l'interférométrie radar différentielle appliquée à la mesure des déplacements du sol, en nous limitant au cas utilisant les images SAR présentées précédemment. Le lecteur pourra se reporter à Massonnet et Feigl [1998] pour une revue sur le sujet. Nous introduisons le sujet à partir d'un cas simplifié dont nous tirons les premières conséquences en termes d'informations disponibles sur le déplacement du sol. Puis nous présentons progressivement les différentes complications induites par une configuration plus réaliste, ainsi que les sources d'erreurs.

1. Cas simplifié "idéal"

Nous avons vu au §I.A.4 comment la phase mesurée dépendait en partie du trajet aller-retour de l'onde. Si l'on déplace l'ensemble de la cellule de résolution d'une fraction de

longueur d'onde vers le radar, la différence entre la phase mesurée avant et la phase mesurée après le déplacement permettra de déterminer ce déplacement.

Partons du cas idéal où le satellite repasse exactement au même endroit et échantillonne la scène exactement de la même façon, sans changements ni des éléments de la cellule de résolution, ni de l'état de l'atmosphère. Dans ce cas idéal, les deux images sont identiques aux erreurs de mesures près (dans un premier temps, nous ne nous préoccupons pas de ces erreurs). Si l'on effectue la différence de phase pixel à pixel entre les deux images, la nouvelle image obtenue, appelé interférogramme, a en chacun de ses pixels une différence de phase de zéro. Cette différence de phase est souvent appelée phase interférométrique, nous la noterons $\Delta\varphi^o$. En pratique, la phase interférométrique en un pixel de coordonnées (x,y) de l'interférogramme est déterminée par l'argument du produit conjugué :

$$Z_2 \cdot Z_1^* = \rho_2 \cdot \rho_1 e^{i(\varphi_2^o - \varphi_1^o)} \quad (\text{éq. 11})$$

où Z_1 et Z_2 sont les mesures complexes au pixel (x,y) de chaque image du couple. Ceci permet de conserver l'information d'amplitude qui est utile au cours du traitement, et d'éviter le problème du saut de phase. Le choix du produit $Z_2 \cdot Z_1^*$ ou $Z_1 \cdot Z_2^*$ est simplement une question de convention.

Maintenant, considérons, entre la première et la deuxième acquisition, un déplacement d suffisamment faible par rapport à la taille de la cellule de résolution (typiquement, pour un pixel de 20 m par 20 m, un déplacement de quelques centimètres). Ainsi, on peut considérer que les pixels (x,y) des deux images correspondent toujours à la même cellule de résolution. Le déplacement est une translation identique de tous les éléments de la cellule. Dans ce cas, puisque $\Delta\varphi_{atmo}$ et $\Delta\varphi_{cons}$ sont constants, la phase interférométrique peut s'écrire :

$$\varphi_{2\ geo} - \varphi_{1\ geo} = \Delta\varphi = \Delta\varphi^o + 2k\pi \quad (\text{éq. 12})$$

Remarque : nous distinguons $\Delta\varphi^o$ la phase interférométrique observée comprise entre $-\pi$ et π et $\Delta\varphi$ la phase interférométrique exacte qui peut être n'importe quel nombre réel.

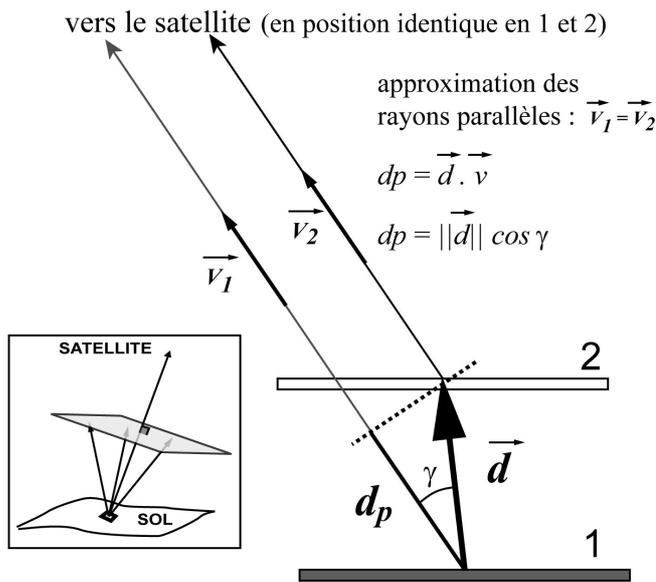


Figure 13 : sensibilité à la composante du déplacement suivant la direction de visée du satellite.

La cellule de résolution se déplace suivant le vecteur \vec{d} entre le premier et le deuxième passage du satellite. La phase mesurée est sensible à la composante de ce déplacement suivant la direction de visée du satellite. Le déplacement \vec{d} étant très petit devant la distance sol-satellite, on peut considérer les directions de visée locales des deux acquisitions comme identiques. Le plan gris représente l'ensemble des déplacements ayant un même d_p .

Si l'on considère la composante d_p du déplacement suivant la direction de visée locale (voir Figure 13), on peut établir une relation entre le déplacement et la phase interférométrique mesurée :

$$d_p = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta\varphi_{geo} = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta\varphi^\circ + k \cdot \frac{\lambda}{2} \quad (\text{éq. 13})$$

avec k un nombre entier. Nous appellerons le scalaire d_p , le déplacement vers le radar (DVR).

2. Conséquences sur l'information de déplacement disponible

On peut déjà tirer quelques conséquences de ce cas idéal. Seulement une composante du vecteur déplacement peut être ainsi obtenue et un déplacement orthogonal au vecteur de visée ne produit pas de changement de phase (par exemple un déplacement horizontal suivant la direction d'azimut). Cependant, en combinant plusieurs angles de visée, à partir du même radar ou de radars différents [e.g. Massonnet *et al.* 1996a], on peut obtenir davantage d'informations (voir Figure 14). Trois visées différentes sont nécessaires pour déterminer pleinement le déplacement. En pratique, pour des raisons de disponibilité, seulement deux visées, correspondant aux visées en orbite descendante ou montante d'un même satellite, sont le plus souvent utilisées [e.g. Jacobs *et al.* 2002; Pritchard *et al.* 2002].

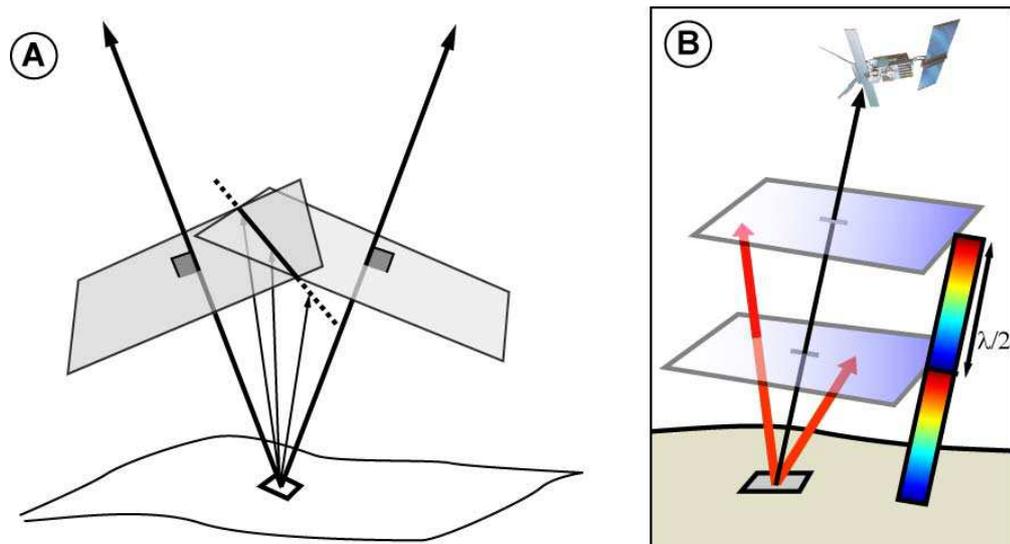


Figure 14 : combinaison de deux visées pour mieux contraindre le déplacement et ambiguïté de la phase.

A - En combinant deux visées différentes, l'ensemble des déplacements possibles est restreint à une droite dans l'espace contre un plan pour une seule visée. Une troisième visée différente permettrait de déterminer complètement le déplacement. **B** - Pour une seule visée, l'ambiguïté de la phase induit que le déplacement peut se situer dans l'un des plans parallèles espacés d'une demi-longueur d'onde.

Concernant l'extension spatiale des phénomènes observables, la résolution de l'interférogramme en fixe la limite inférieure : le déplacement devant être homogène à l'échelle de la cellule de résolution. La limite supérieure de l'extension du phénomène observable, donnée par la taille de l'image, est moins contraignante dans la mesure où il est possible de combiner plusieurs images pour élargir la zone d'étude.

- Conséquences de l'ambiguïté de la phase

Nous avons vu au paragraphe précédent que le DVR est, dans notre cas idéal, connu à une demi-longueur d'onde près (2,8 cm pour ERS) en un pixel donné à cause de l'ambiguïté de la phase (voir Figure 14, B). En fait, en raison d'incertitudes dont nous reparlerons plus tard, la phase interférométrique dans un interférogramme est connue à une constante près. Cette constante étant a priori inconnue, la phase interférométrique d'un pixel seul devient donc inutilisable. La phase interférométrique redevient informative en considérant son évolution d'un pixel à l'autre au sein de l'interférogramme. Cette évolution donne le DVR relatif d'un pixel par rapport à l'autre. L'information de déplacement étant relative, il est utile pour obtenir le champ de déplacement de fixer un point de référence dont la valeur de DVR peut être fixée arbitrairement ou fournie par des données extérieures (par exemple un point

GPS). Du fait de la relativité de l'information, un mouvement de translation homogène d'un ensemble de cellule de résolution (par exemple causée par le déplacement d'une plaque tectonique rigide) ne peut pas se déceler en considérant uniquement les pixels de cet ensemble (nous nuancerons ce propos dans la section suivante).

Le problème de l'ambiguïté de la phase intervient lorsqu'il y a un saut de phase entre deux pixels. A l'échelle de l'interférogramme, un saut de phase se traduit par la présence d'une frange (voir Figure 15).

Se pose alors le problème du déroulement de la phase, qui consiste à déterminer le nombre entier k de l'équation 11 en chaque pixel de l'interférogramme par rapport à la référence. Ce sujet, souvent crucial en interférométrie, a fait l'objet de nombreux travaux [Goldstein *et al.* 1988; Trouvé 1996; Zebker et Lu 1998; Davidson et Bamler 1999; Lyuboshenko et Maitre 1999; Chen et Zebker 2002], voir Ghiglia et Pritt [1998] pour une revue générale. En l'absence d'information extérieure, des hypothèses sur le gradient de la phase doivent être posées. Le plus souvent, les critères utilisés pour passer d'un pixel P_1 à un pixel P_2 voisin ne sont utilisables que si le gradient de la phase interférométrique exacte $\Delta\phi$ (non-ambiguë) est inférieur à π radians par pixel (soit un déplacement vers le radar n'excédant pas $\lambda/4$ par pixel).

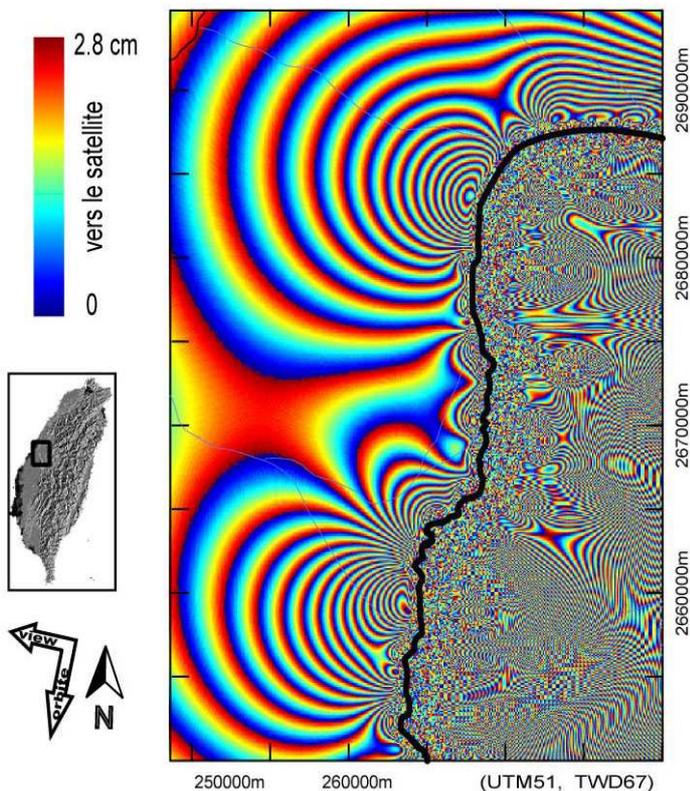


Figure 15 : Phénomène d'aliasing lorsque le gradient de la phase interférométrique est trop fort.

Interférogramme synthétique d'après un modèle de déplacement co-sismique du séisme de Chi-Chi [Loevenbruck et Cattin 2001]. La faille réactivée par le séisme émerge en surface (trait noir). Le bloc chevauchant, à l'Est de la faille, a subi les plus forts déplacements. Une frange (passage brutal du rouge au bleu) peut être lue comme une courbe d'iso-déplacement vers le satellite. La polarité de ces courbes se déduit de l'ordre des couleurs : si l'on passe du rouge au bleu de part et d'autre de la frange, on se rapproche du satellite. Lorsque le gradient de déplacement augmente, les franges se resserrent jusqu'à devenir illisibles : c'est le phénomène d'aliasing bien marqué sur le bloc chevauchant. Le déroulement devient alors impossible car les franges n'existent plus.

Si ce gradient est dépassé, la phase varie trop vite d'un pixel à l'autre et les franges disparaissent avec un phénomène qui est appelé "aliasing" (Figure 15).

La valeur limite du gradient de déplacement est donc directement liée à celle de la taille de la cellule de résolution et par conséquent, elle dépend fortement de la pente locale du terrain (voir §I.A.3). Cette limite dépend aussi de la longueur d'onde : plus celle-ci est grande, plus la limite du gradient de déplacement est élevée (en contrepartie, l'incertitude sur la mesure de la phase, et donc sur la phase interférométrique est plus grande). Pour ERS, en terrain plat et selon la direction des distances, la limite supérieure du gradient de déplacement est de 1,4 cm pour 20 m soit $0,7 \cdot 10^{-4}$.

Ainsi, les zones de discontinuité, telles que des ruptures de surface causées par des failles enfreignent les hypothèses faites pour le déroulement correct de la faille. Toutefois, dans le cas d'une discontinuité locale, ce problème peut être résolu en contournant la discontinuité, car, en théorie, l'évolution de la phase entre deux pixels ne dépend pas du chemin parcouru (voir Figure 16).

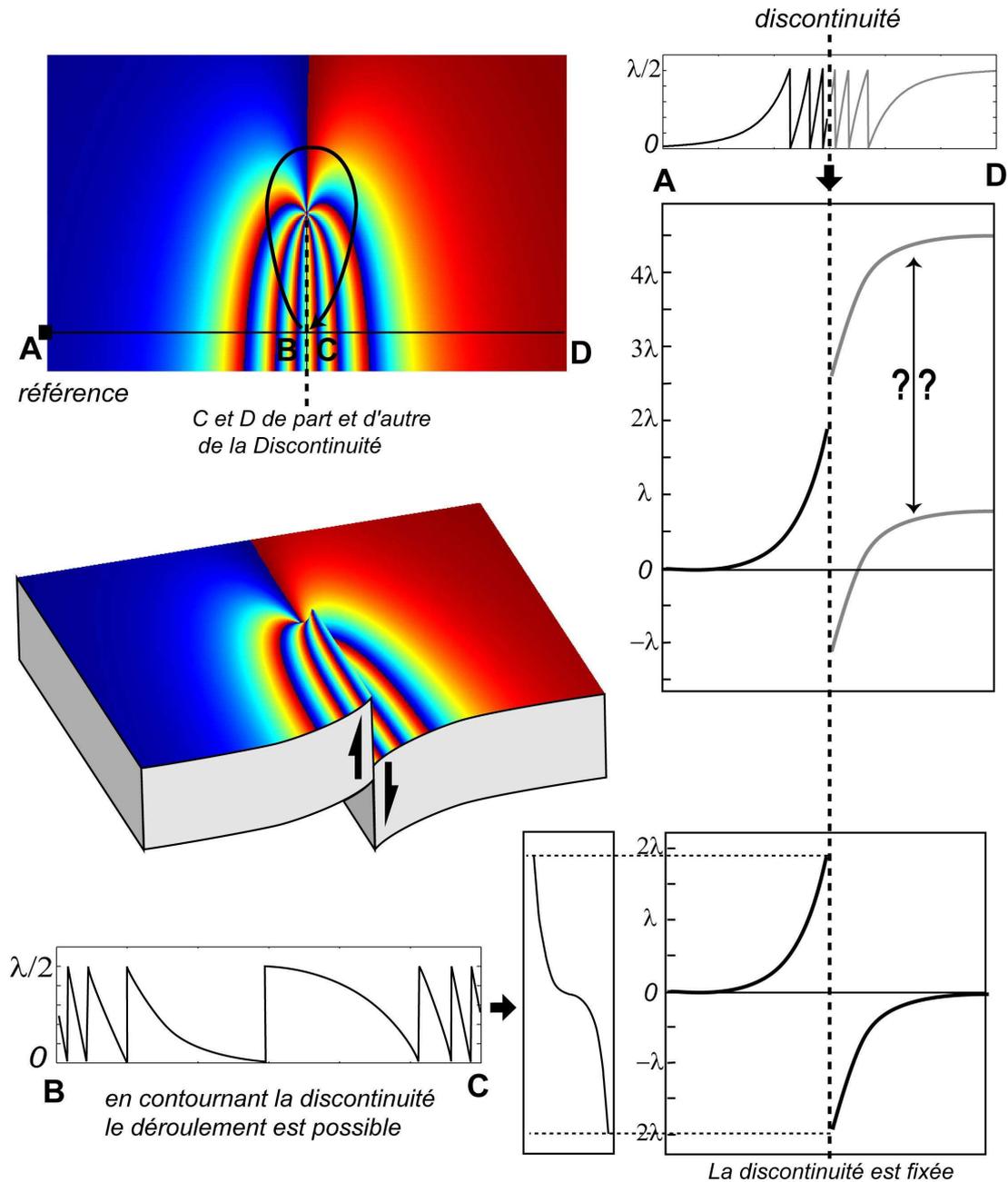


Figure 16 : détermination du déplacement de façon non ambiguë, le problème des discontinuités.

Exemple d'un interférogramme synthétique, représentant le mouvement causé par une faille verticale dans un milieu élastique. Le déroulement des franges (passage du rouge au bleu, **en haut**) se fait à partir du point de référence A dont le déplacement est pris égal à zéro. Les franges peuvent être "lues" comme des lignes d'iso-déplacement vers le radar. Le déroulement ne peut se faire que si on peut établir une continuité dans le déplacement entre les différents pixels. Cette discontinuité peut être due à une discontinuité réelle du déplacement mais pas nécessairement (par exemple une discontinuité créée par le rabattement des lignes de crêtes). En cas de discontinuité, une ambiguïté demeure, comme dans le cas du profil AD (**en haut, à droite**). Une discontinuité en soi n'est pas gênante si l'on peut la contourner en suivant un chemin continu, comme ici pour le chemin BC : alors l'ambiguïté peut être levée (**en bas**).

- influence de la variation d'angle de visée sur l'image

La Figure 17 illustre ce problème. Du fait de la variation de l'angle d'incidence dans le plan perpendiculaire à l'orbite, des déplacements identiques de cellules de résolution localisées sur différentes colonnes de l'interférogramme se traduiront par une évolution de $\Delta\phi^0$ entre ces pixels. Ainsi, par exemple un déplacement homogène de l'ensemble de la scène (par exemple une translation due au mouvement des plaques) se traduira par un gradient de $\Delta\phi^0$ sur l'interférogramme. Cet effet, purement géométrique, est dû au fait que, en termes de DVR, on ne mesure pas exactement la même chose à chaque colonne de l'interférogramme.

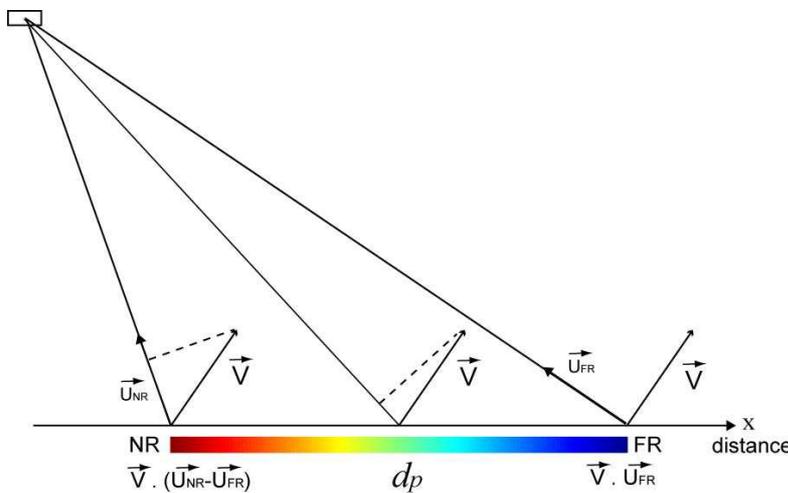


Figure 17 : influence de l'angle de visée lors d'un déplacement homogène.

Suivant l'axe des distances, différents points ont le même déplacement \vec{V} . A cause de la variation de vecteur de visée local \vec{U} , il y a une variation du déplacement vers le satellite qui n'est pas due à un déplacement relatif entre les pixels.

Cet effet ne concerne pas les déplacements suivant la direction d'azimut. Le paramètre important est le vecteur déplacement correspondant à la projection du vecteur déplacement réel dans le plan perpendiculaire à l'orbite. La Figure 18, donne dans le cas d'ERS, l'importance de cet effet en fonction de la direction de ce vecteur. Entre deux points ayant un même déplacement, l'un à la portée proximale et l'autre à la portée distale de l'interférogramme, la différence de DVR peut atteindre, au maximum, pour ERS, $\pm 14\%$ de la norme du vecteur correspondant à la projection du vecteur déplacement dans le plan perpendiculaire.

Pour ERS (variation d'angle de visée entre 19° et 27°) la fauchée d'une scène est d'environ 100 km. Des déplacements homogènes à l'échelle de 100 km étant en pratique relativement limités (au maximum décimétriques), un tel gradient de phase interférométrique reste très faible. Par exemple, pour un déplacement horizontal homogène de 3 cm sur l'ensemble de la zone couverte par l'interférogramme, on peut au maximum avoir un gradient d'un dixième de frange sur 100 km.

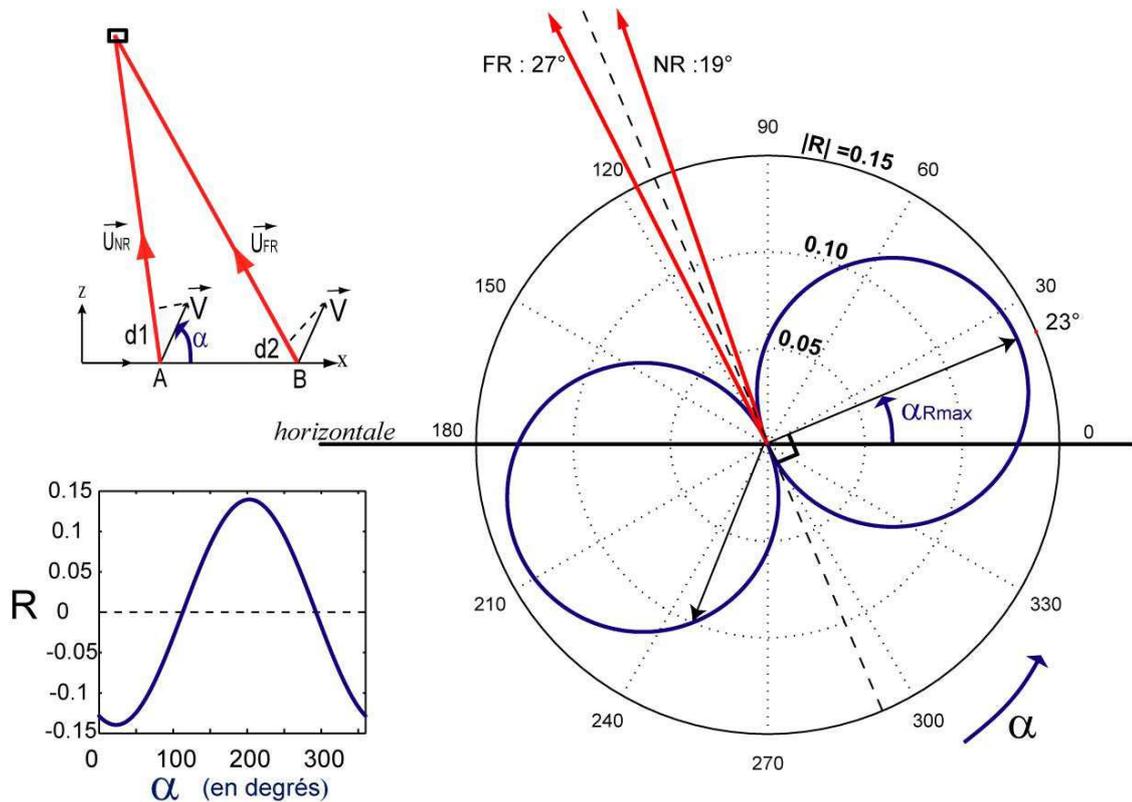
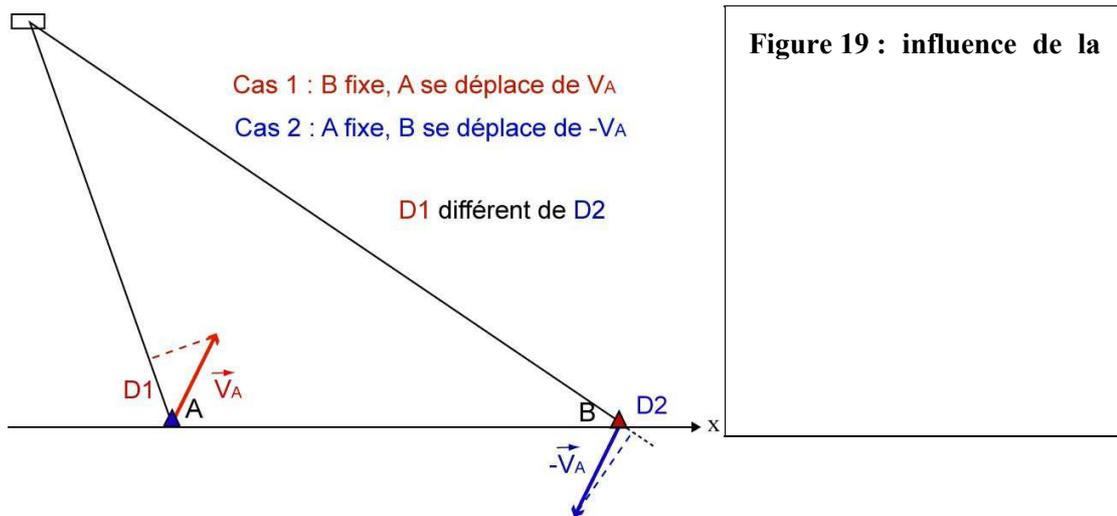


Figure 18 : influence de l'angle du vecteur de déplacement sur la variation de déplacement vers le radar entre le début et la fin de la scène (pour ERS)

- **En haut à gauche** : d_1 (resp. d_2) correspond au déplacement vers le radar du point A (resp. B) situé à la portée proximale NR (resp. portée distale FR) de l'image et dont la projection du vecteur de déplacement dans le plan perpendiculaire à l'orbite est \vec{V} . α est l'angle entre le vecteur \vec{V} et l'axe des distances. - **En bas à droite** : deux représentations graphiques de l'évolution du rapport $R = (d_2 - d_1)/V$ en fonction de l'angle α . Plus R est grand, plus la variation ($d_2 - d_1$) est grande relativement à la norme de V . - **A droite** : les cercles concentriques en pointillés représentent des valeurs de R croissantes vers l'extérieur du cercle. Les cercles bleus donnent la valeur de R pour un angle α donné. R est maximum lorsque le vecteur déplacement \vec{V} est perpendiculaire à la bissectrice des deux droites de vecteurs directeurs U_{NR} et U_{FR} . Pour ERS, entre le début et la fin de la scène, cela correspond à α égal à 23° et $R = 14\%$

Il est courant en tectonique d'exprimer des déplacements relativement à un point que l'on considère comme fixe, mais qui peut, en fait, avoir un déplacement par rapport au satellite. Par exemple, si un point A se déplace d'un vecteur \vec{V}_A , et que le point B se déplace d'un vecteur \vec{V}_B , cela équivaut à considérer A fixe et B se déplaçant d'un vecteur $(\vec{V}_A - \vec{V}_B)$. Lorsque l'on compare de tels déplacements relatifs aux variations de phase interférométrique d'un interférogramme, il peut y avoir une différence causée par un effet équivalent à celui évoqué précédemment (voir Figure 19).



En conclusion, bien qu'un interférogramme soit particulièrement sensible aux **déplacements relatifs** des points situés sur la scène observée, il n'est pas complètement insensible aux **déplacements "absolus"** de ces points par rapport au satellite. Cet effet, en pratique faible, est dû au fait que le satellite n'est pas lié au sol qu'il observe, et que l'angle de visée varie suivant l'axe des distances d'un interférogramme. Si l'on souhaite étudier de faibles gradients de déformation à grande longueur d'onde (10^{-6} soit des déplacements du centimètre sur 100 km, à la limite du champ d'application de l'interférométrie différentielle), cet effet n'est pas complètement négligeable si le déplacement est orienté de façon à l'amplifier.

3. Prise en compte de la géométrie réelle de prise de vue

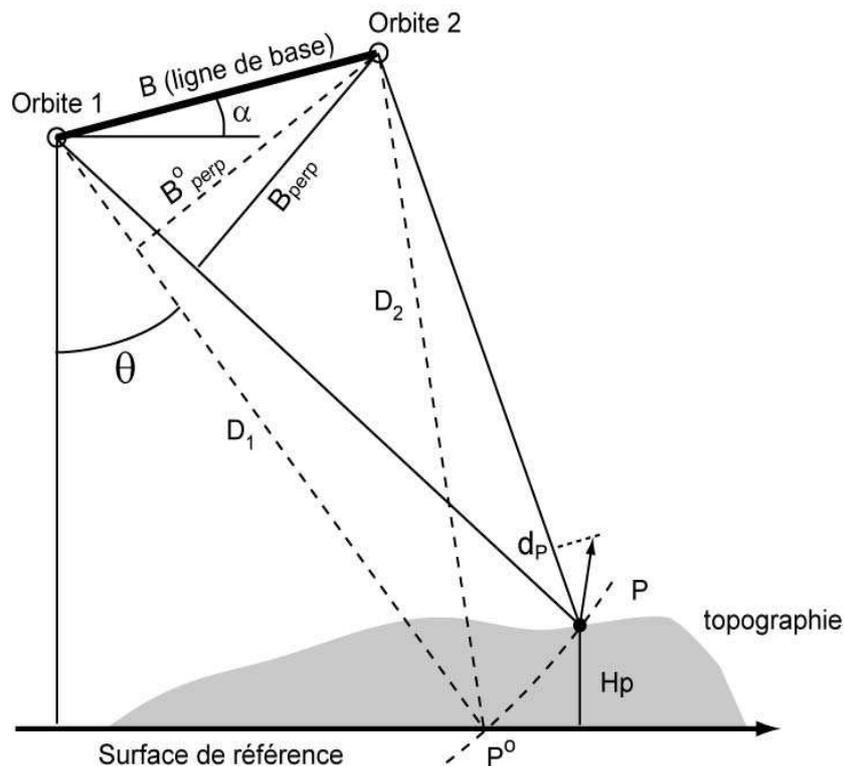
Dans le cas idéal vu précédemment, le satellite, lors de l'acquisition de la deuxième image SAR d'un couple interférométrique, repassait exactement suivant la même orbite que lors de la première acquisition et avec exactement la même orientation. En réalité, cela n'est pas le cas ; les différences de géométrie de prise de vue ont des conséquences importantes en interférométrie radar différentielle, rendant sa mise en œuvre plus compliquée. Nous en verrons les limitations qui en découlent.

a) Influence de la topographie

Considérons une situation équivalente à celle du cas idéal, à une différence près : maintenant, au deuxième passage, au lieu de repasser suivant la même orbite, le satellite suit une orbite exactement parallèle à la première mais non confondue avec elle. Cette situation permet d'envisager le problème en 2 dimensions dans le plan perpendiculaire à l'orbite.

En l'absence de tout déplacement, la mesure de phase en une même cellule de résolution est différente entre le premier et le deuxième passage. Cette différence dépend de la position de la cellule de résolution et de la position du satellite à chaque passage. La distance entre les deux positions du satellite est appelée la base du couple interférométrique (baseline en anglais).

Si la position des satellites est parfaitement connue ainsi que la position du point (par exemple à partir d'un MNT), il est possible de modéliser la différence de phase $\Delta\phi_{\text{topo}}$ induite par cet effet. Il est pratique de décomposer cet effet en deux contributions : celle liée uniquement à une surface de référence (ellipsoïde, géoïde, sphère, terre plate, etc.) et celle liée à l'altitude du point par rapport à cette surface de référence. C'est sur ce principe que des MNT peuvent être fabriqués à partir de couples d'images SAR. En interférométrie radar différentielle, on soustrait la différence de phase causée par cet effet géométrique de la phase interférométrique.



D'après Hanssen [2001]

Figure 20 : Influence de la ligne de base sur la mesure du déplacement.

Le satellite acquiert la première image suivant l'orbite 1 et la deuxième suivant l'orbite 2. P^0 correspond à la situation équivalente où le point P se trouve sur la surface de référence. H_p est l'altitude du point P par rapport à cette surface. B_{perp} est la base perpendiculaire ou base effective du couple. La base introduit une différence entre D_1 et D_2 qui est directement liée à la position du point P. Un déplacement du point P peut également introduire une différence. **D'après Hanssen [2001]**

En partant de la Figure 20, on montre que l'on peut exprimer la phase interférométrique au point P, avant correction de l'effet topographique, $\Delta\varphi_{nc}^o$ [Hanssen 2001, p. 34 et suiv.] par :

$$\Delta\varphi_{nc}^o + 2k\pi = \frac{4\pi}{\lambda} \left(B \sin(\theta_p^o - \alpha) - d_p - \frac{B_{perp}^o}{D_1 \sin \theta^o} H_p \right) \quad (\text{éq. 14})$$

Dans ce cas, la position des deux satellites est parfaitement connue ainsi que l'altitude du point avant le déplacement, la seule inconnue est d_p le déplacement du point vers le radar. Le premier terme,

$$B \sin(\theta_p^o - \alpha)$$

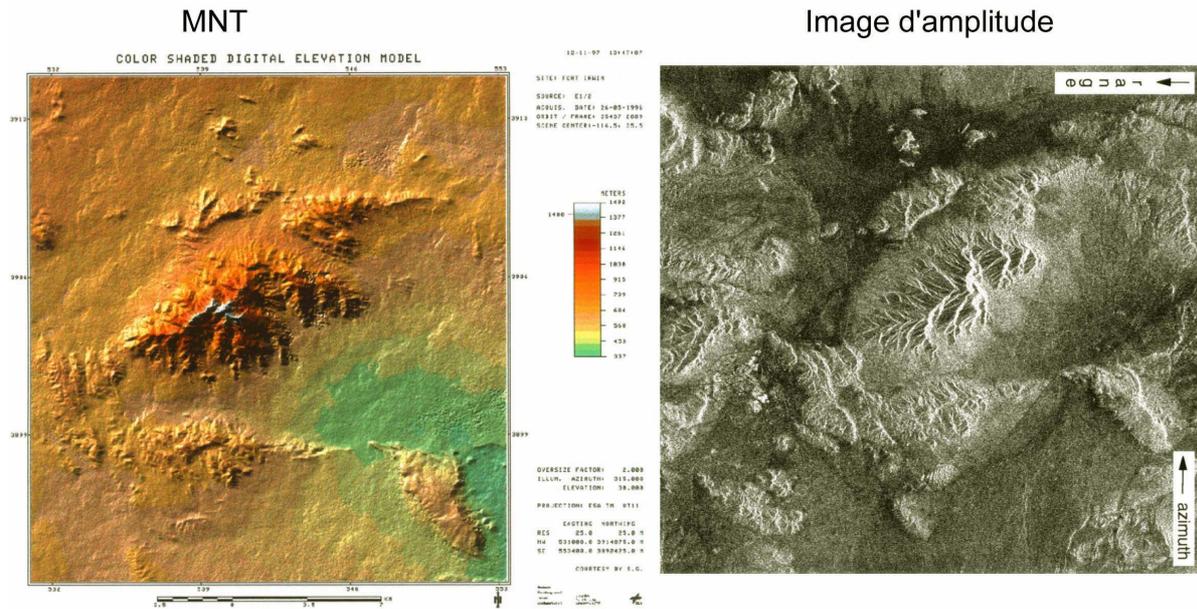
correspond à la différence de phases qu'il y aurait sans déplacement et si la surface observée était la surface de référence. Ce terme domine dans l'interférogramme non corrigé, il se traduit par de nombreuses franges parallèles à l'axe des azimuts (voir Figure 21). Ces franges sont souvent appelées franges orbitales. Le dernier terme,

$$\frac{B_{perp}^o}{D_1 \sin \theta^o} H_p$$

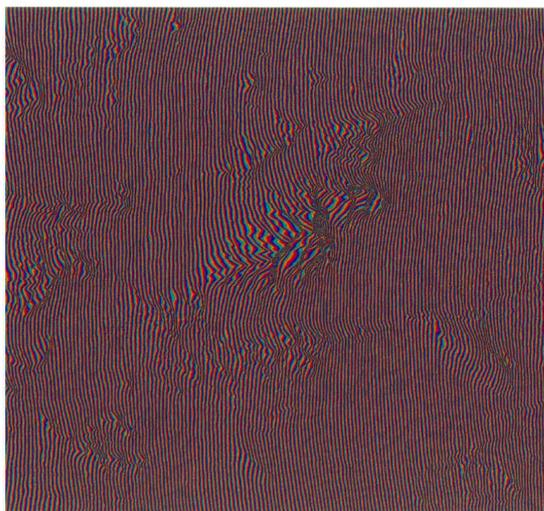
correspond à la différence de phases causée par l'altitude de la surface observée par rapport à la surface de référence. Elle se traduit par des franges qui peuvent être lues comme des lignes d'iso-altitude (Figure 21 en bas à droite). Ces franges sont souvent appelées franges topographiques. La différence d'altitude entre chaque courbe est donnée par une quantité appelée altitude d'ambiguïté. Elle est définie telle que [Massonnet et Rabaute 1993] :

$$Ha = \left| \frac{\lambda D_{1P} \sin \theta_P^o}{2B_{perp}^o} \right| \quad (\text{éq. 15})$$

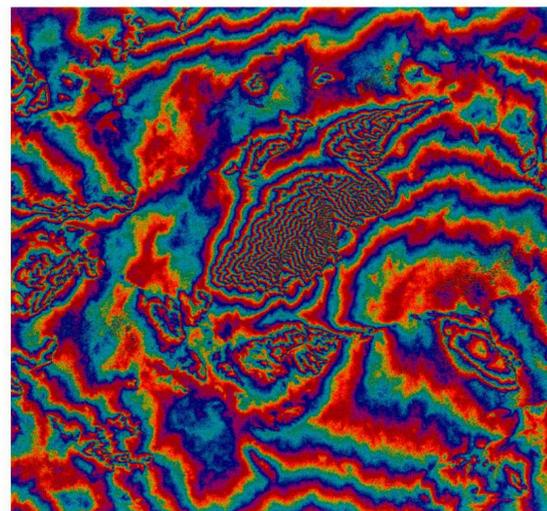
Plus la base est petite, plus l'altitude d'ambiguïté est grande et donc la sensibilité de l'interférogramme au relief est faible.



d'après Bamler [1998]



Interférogramme non corrigé des effets géométriques introduits par la présence d'une base non nulle



Interférogramme corrigé uniquement des franges orbitales : soustraction des effets de la base sur une surface de référence (terre plate). Les effets topographiques demeurent

Figure 21 : influence de la base sur la phase interférométrique.

- **En haut à gauche** : MNT d'une zone du Désert Mojave (USA).
- **En haut à droite** : image ERS SAR d'amplitude sur la même région (environ 25 km par 25 km). Deux images complexes prises de points de vue légèrement différents (base = 133 m) ont servi à former les interférogrammes (non différentiels) représentés en dessous.
- **En bas à gauche** : l'interférogramme "brut" non corrigé. Les franges parallèles à la direction des azimuts dominent.
- **En bas, à droite** : interférogramme corrigé de la contribution liée à la surface de référence (ici "terre plate"). L'altitude d'ambiguïté est de 75 m : les franges représentent des courbes d'iso-altitude espacées de 75 m. On suppose ici qu'il n'y a pas de déplacement. D'après Bamler [1998]

Pour l'étude des déplacements, il faut donc soustraire de l'interférogramme cet effet géométrique. Si l'on connaît la topographie et la baseline, on est alors capable de modéliser la phase liée à la topographie $\Delta\varphi_{topo}$, et donc de la soustraire. Pour cela, un MNT couvrant la zone d'étude est nécessaire. Une autre solution consiste à utiliser l'information sur la topographie contenue dans un interférogramme exempt de déformation pour effectuer l'opération. Cette opération de soustraction des franges orbitales et topographiques de l'interférogramme est à l'origine du terme interférométrie radar différentielle.

$$\Delta\varphi_c^o = \Delta\varphi^o - \Delta\varphi_{topo} \quad (\text{éq. 16})$$

b) Influence de la base sur la géométrie des images

Jusqu'à présent, nous avons considéré des différences de phase pixel à pixel en partant du principe que les deux pixels mis en jeu dans l'opération, correspondaient à une même cellule de résolution. Or, à partir du moment où le couple présente une base non nulle, la géométrie des images est légèrement différente et il n'est plus possible d'effectuer une différence de phase directement de pixel à pixel (voir Figure 22). Les distorsions d'une image par rapport à l'autre ne sont pas homogènes sur l'image, car elles dépendent aussi de la pente locale et donc de la topographie.

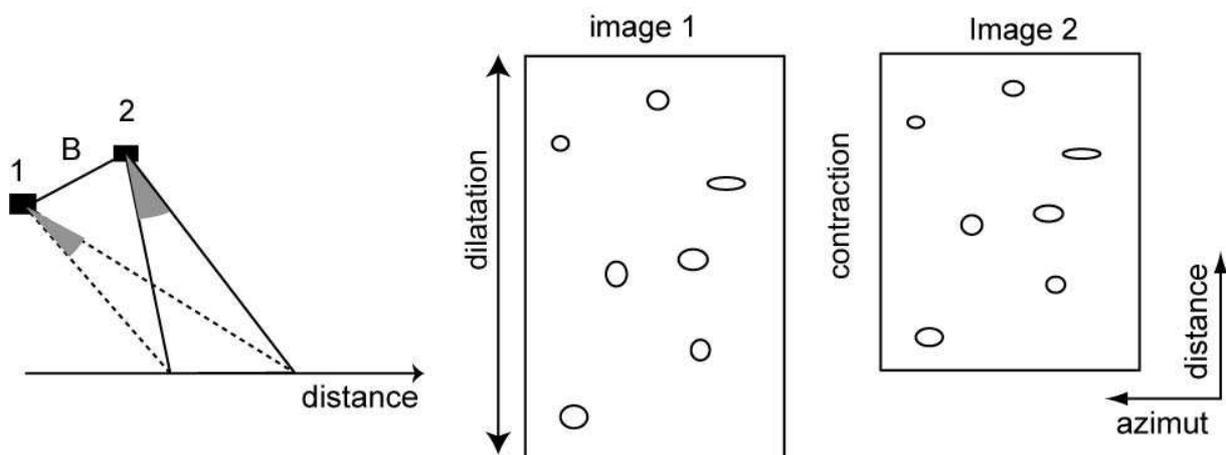


Figure 22 : influence de la base sur la géométrie de l'image

Du fait de la différence de point de vue entre les deux acquisitions, sur une portion commune des images, l'angle d'incidence ne sera pas le même d'une image à l'autre. La taille de la cellule de résolution sera donc différente : une même surface apparaîtra dilatée en distance sur l'image 1 par rapport à l'image 2. La superposition des deux images pixel à pixel n'est pas possible : il faudra rééchantillonner une des deux images.

Ces distorsions géométriques doivent être corrigées, afin que la différence soit effectuée sur deux mesures de phase correspondant à une même cellule de résolution. Différentes méthodes existent, le plus souvent basées sur la corrélation entre les deux images d'amplitude. Elles nécessitent une grande précision dans le recalage, de l'ordre de $1/20^{\text{ème}}$ de la taille de la cellule de résolution, et impliquent un reéchantillonnage d'une des deux images.

c) Influence de la base sur la stabilité de la phase interférométrique d'un pixel

La base du couple interférométrique fait qu'au sein d'une même cellule de résolution l'angle d'incidence est différent pour les deux acquisitions. La phase de construction est dépendante de l'angle d'incidence, qui change d'une image à l'autre. Alors, la différence de phase $\Delta\varphi^0$ corrigée des effets topographiques devient :

$$\Delta\varphi_c^0 + 2k\pi = \Delta\varphi_{geo} - \Delta\varphi_{topo} + \Delta\varphi_{cons} \quad (\text{éq. 17})$$

Ici le terme φ_{atmo} reste constant mais plus φ_{cons} . La Figure 23 illustre ce changement. Cet effet est purement géométrique (voir Li et Goldstein pour une étude analytique [1990]). En effet, la différence d'angle d'incidence est suffisamment faible (de l'ordre de $0,1^\circ$ pour une base perpendiculaire de 1000 m sur ERS) pour que l'on puisse considérer que la réponse propre d'une cible élémentaire change pas ou peu.

Cet effet est à relier à la phase topographique introduite par la base. Nous avons vu au paragraphe précédent qu'une base non nulle faisait apparaître des franges topographiques. Ainsi, par rapport à la première image, on peut considérer qu'est introduit sur la deuxième image un gradient de la phase correspondant au gradient de cette phase topographique. Ce gradient est à l'origine du changement de la phase de construction (voir Figure 23). Pour que l'interférogramme reste exploitable, il faut que $\Delta\varphi_{cons}$ reste petit. En effet, $\Delta\varphi_{cons}$ peut être considéré comme du bruit dans l'interférogramme car, en pratique, il varie de façon non prédictible d'un pixel à l'autre.

Cet effet dépend donc fortement de la pente locale mais aussi du contenu de la cellule de résolution. On peut établir la baseline critique au-delà de laquelle $\Delta\varphi_{cons}$ devient si grand que la phase interférométrique est inutilisable car le bruit domine sur le signal. Dans le cas de cibles uniformément réparties, sans cible qui domine largement par rapport aux autres, et

d'un terrain plat, la base critique est donnée [Li et Goldstein 1990; Massonnet et Rabaute 1993] par :

$$B_c = \frac{\lambda D}{2 \tan \theta \cdot T_d} \quad (\text{éq. 18})$$

avec T_d la taille de la cellule de résolution en distance. Cette condition peut aussi s'exprimer en terme de contraction ou de dilatation d'une image du couple par rapport à l'autre faisant le lien avec l'effet vu à la section précédente (voir Massonnet et Rabaute [1993]). Pour ERS, la base critique est d'environ 1100 m.

Dans le cas où une cible domine largement par rapport aux autres, nous avons vu que la phase de construction est peu sensible aux changements subis par les autres cibles élémentaires (Figure 11). Dans ce cas, la phase topographique reste quasiment stable sur la petite surface que constitue la cible dominante. Même si la base est grande, la variation de phase de construction entre les deux acquisitions sera faible et la phase du pixel sera exploitable. Cela est d'autant plus vrai que la taille de la cible dominante est petite.

Jusqu'ici aussi nous avons adopté une approche géométrique pour aborder ce problème, en utilisant l'approximation d'une onde monochromatique. Cette approximation est justifiée car λ est grand devant la bande de fréquence utilisée pour moduler l'impulsion émise par le radar (voir §I.A.3). Cependant, l'approche fréquentielle, tenant compte du fait que le sol est éclairé dans une certaine bande de fréquence B , est souvent utilisée pour expliquer le phénomène [Prati et Rocca 1993; Gatelli *et al.* 1994]. La Figure 24 montre qu'on peut établir une analogie, du point de vue de la réponse surfacique du sol, entre le fait d'observer une surface avec une même fréquence mais des angles d'incidence différents et le fait d'observer cette même surface avec différentes fréquences mais un même angle d'incidence. On peut ainsi montrer que si on observe le sol avec deux angles d'incidence différents dans une même bande de fréquence, la réponse spectrale du sol apparaîtra décalée dans le spectre des données brutes. Si ce décalage de fréquence est trop important et que les spectres des deux images ne se recouvrent plus, il y a une décorrélation totale du signal.

Par cette approche, on retrouve une expression de la base critique semblable à celle fournie par l'approche géométrique [Gatelli *et al.* 1994; Hanssen 2001, p 49]. L'un des intérêts de cette approche fréquentielle est de proposer un filtrage des données qui permet d'améliorer le rapport signal à bruit de l'image dans le cas de grande base (voir §I.C.1.c).

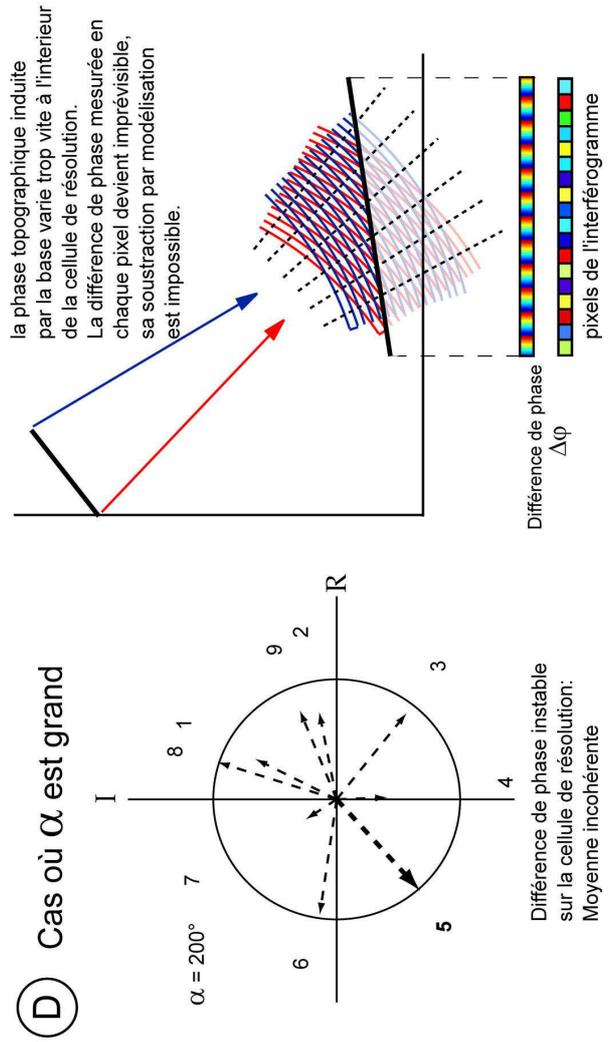
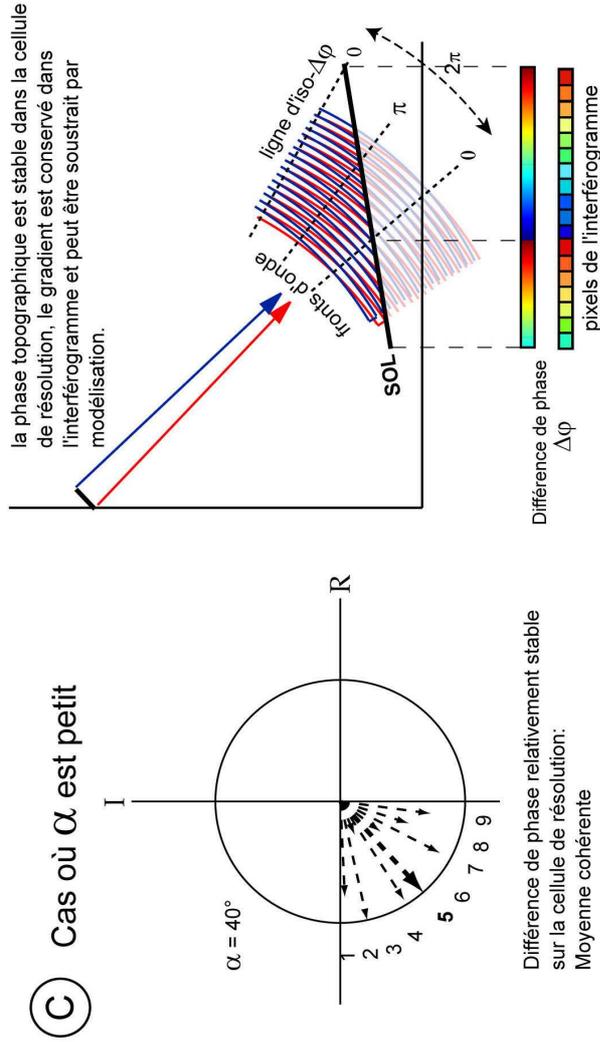
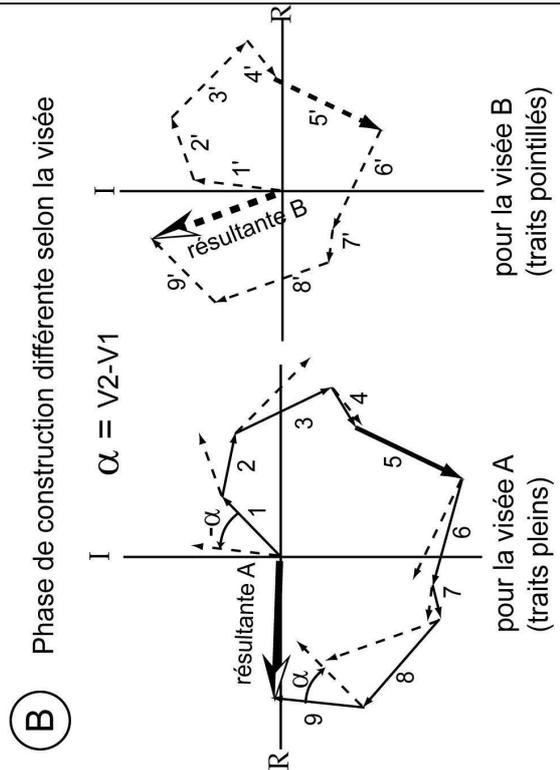
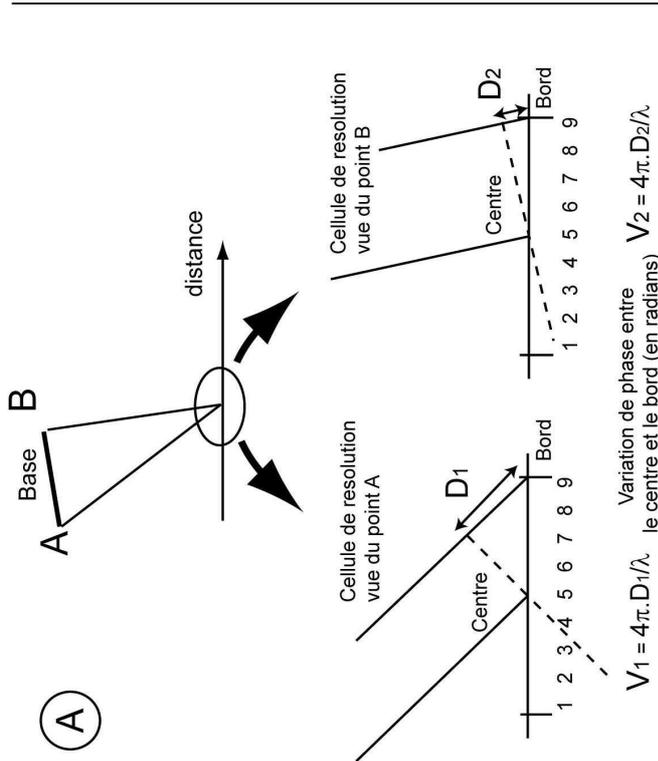


Figure 23 : influence de la base sur la phase de construction interférométrique

A – Il existe une différence de marche purement géométrique entre un point situé au centre d'une cellule de résolution et un point situé en sa bordure. Cette différence est fonction de l'angle d'incidence : plus l'angle d'incidence est fort, plus la différence de phase entre le centre et le bord (V_1 pour la visée A et V_2 pour la visée B) est grande. Cette différence évolue suivant la position dans la cellule de résolution (droite en pointillé). Les numéros de 1 à 9 indiquent la position de différentes cibles élémentaires disposées du bord gauche (1) au bord droit (9) où la différence est maximum, en passant par le centre de la cellule de résolution (5) où la différence est nulle.

B- Représentation de la somme complexe des réponses des cibles élémentaires pour chacune des acquisitions. Pour les cibles situées en bordure, la différence de phase entre V_1 et V_2 , est représentée par l'angle α . Les flèches numérotées correspondent à la contribution des cibles élémentaires. Flèches en traits pleins : situation lors de l'acquisition A ; en traits pointillés : lors de l'acquisition B (on considère 5 invariant entre A et B car situé au centre). La somme complexe des réponses de chaque cible n'est pas la même pour la visée A et la visée B s'il y a une base non nulle. En effet, pour chaque cible élémentaire, il existe une différence de phase entre les deux acquisitions impliquant que les phases de constructions des deux acquisitions sont différentes.

C- Lorsque la base est petite, α est petit. La somme des différentes contributions reste statistiquement cohérente. Cela s'explique par le fait que la variation de la phase topographique introduite par la base est faible à l'intérieur du pixel.

D- Lorsque la base est trop grande, typiquement, α est supérieur à π . L'angle d'incidence entre les deux fronts d'ondes des deux images est trop fort, et la phase varie trop vite sur la cellule de résolution. La somme des différentes contributions devient incohérente. Sur l'interférogramme, cela se traduit par une phase quasi-aléatoire.

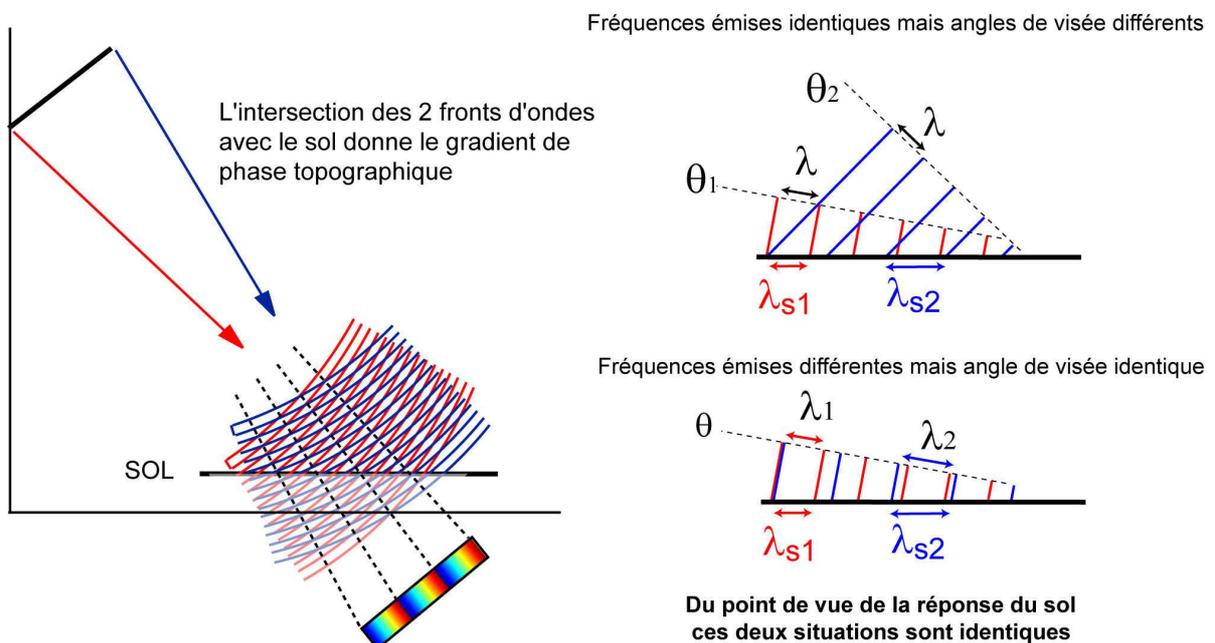


Figure 24 : relation entre fréquence du signal émis et angle de visée.

Le gradient de phase topographique sur une surface donnée correspond en chaque point de la surface à la différence de phase entre les deux fronts d'onde. Une telle différence de phase causée par des angles de visée différents peut aussi se retrouver si on utilise des fréquences différentes avec un même angle de visée.

On remarquera qu'une rotation de la cellule de la résolution autour d'un axe parallèle à l'axe des azimuts a un effet équivalent à celui d'une variation d'angle de visée due à la base. Sur l'interférogramme, cela se traduit par une diminution du rapport signal à bruit. Pour ERS, une telle rotation d'un angle de $0,1^\circ$ suffit pour dépasser le critère donné par la base critique de 1100 m (en terrain plat).

d) Influence d'orbites non parallèles et de l'orientation de l'instrument

Si les orbites ne sont pas parallèles comme nous l'avions supposé jusqu'à maintenant, de nouvelles différences dans la géométrie des images apparaîtront. Il y aura aussi une variation de la base sur l'image. La variation correspondante de la base perpendiculaire fait que les effets évoqués ci-dessus peuvent être différents d'un endroit à l'autre de l'image. Par exemple, les franges orbitales ne sont plus strictement parallèles à l'axe des azimuts.

Cette conséquence se combine avec les effets introduits par les différences d'orientation de l'instrument entre les acquisitions et plus particulièrement celles liées aux angles de lacet et de tangage du satellite (voir Figure 8). L'angle de visée effectif du satellite sur une même cellule de résolution sera différent entre les deux acquisitions. Les effets liés à une variation des angles de lacet et de tangage sont assimilables à ceux produits par une rotation de la cellule d'acquisition autour d'un axe parallèle à celui des altitudes ou parallèle à l'axe des distances [Zebker et Villasenor 1992].

De manière analogue à ce que nous avons vu au paragraphe précédent, ceci cause des différences entre la phase de construction des deux images, qui s'ajoutent à celles créées par la présence d'une base perpendiculaire non nulle. Sur l'interférogramme, cela se traduit par une diminution du rapport signal à bruit.

4. Prise en compte de l'évolution temporelle du milieu observé

Jusqu'à présent, nous avons considéré que le sol conservait son état de surface et que l'atmosphère était inchangée d'une acquisition à l'autre. Naturellement, les différentes propriétés qui caractérisent le sol et l'atmosphère sont susceptibles d'évolution au cours du temps, ce qui n'est pas sans conséquences pour l'interférométrie radar différentielle.

a) Changements liés au sol

Toute modification notable des caractéristiques physiques ou géométriques des cibles élémentaires constituant une cellule de résolution est susceptible de modifier sa phase de construction. Par exemple, la position d'un objet dans la cellule peut modifier la phase mesurée [Zebker *et al.* 1994b]. Ceci fait que la composante $\Delta\varphi_{cons}$ de la phase interférométrique sera également modifiée. Or, cette composante n'étant pas modélisable et variant rapidement d'un pixel à l'autre de manière indépendante, elle peut être considérée comme un bruit lorsque l'on cherche à extraire l'information de déplacement de la phase interférométrique. La phase interférométrique connue modulo 2π , $\Delta\varphi_{cons}$, doit rester très inférieure à 2π pour que l'on puisse obtenir l'information sur le déplacement (voir Figure 25).

Puisque la probabilité de modification du sol augmente généralement avec le temps, le bruit introduit dans les interférogrammes augmentera aussi avec le temps [Zebker et Villasenor 1992]. Cependant, les changements du sol ne sont pas forcément irréversibles ; ainsi, une surface recouverte par la neige voit ses propriétés complètement modifiées, mais elle peut retrouver son état initial après la fonte de la neige. L'évolution d'une surface modifiant la phase de construction dépend beaucoup du type de surface concerné et des conditions climatiques. Ainsi les étendues d'eau, dont la surface est très mouvante, ont une réponse interférométrique complètement bruitée par $\Delta\varphi_{cons}$. La végétation est également susceptible de changements rapides (par exemple, croissance de la végétation, modification de la disposition du feuillage par le vent, etc.). Par contre, les constructions anthropiques, comme les habitations ou les infrastructures de transport, présentent une grande stabilité dans le temps et sont de ce fait particulièrement intéressantes en interférométrie radar différentielle [Usai et Klees 1999; Usai 2000]. La modification de $\Delta\varphi_{cons}$ face à des

changements temporels dépend aussi de la longueur d'onde utilisée. Par exemple, le radar JERS, qui utilise une longueur d'onde plus grande que ERS (23,5 cm contre 5,6 cm), est moins sensible à la décorrélation temporelle liée à la végétation. En effet, une plus grande longueur d'onde permet de pénétrer une partie de la végétation et également le sol lorsque les conditions y sont favorables (par exemple si le sol est constitué de sable sec) [Paillou et Rosenqvist 2003].

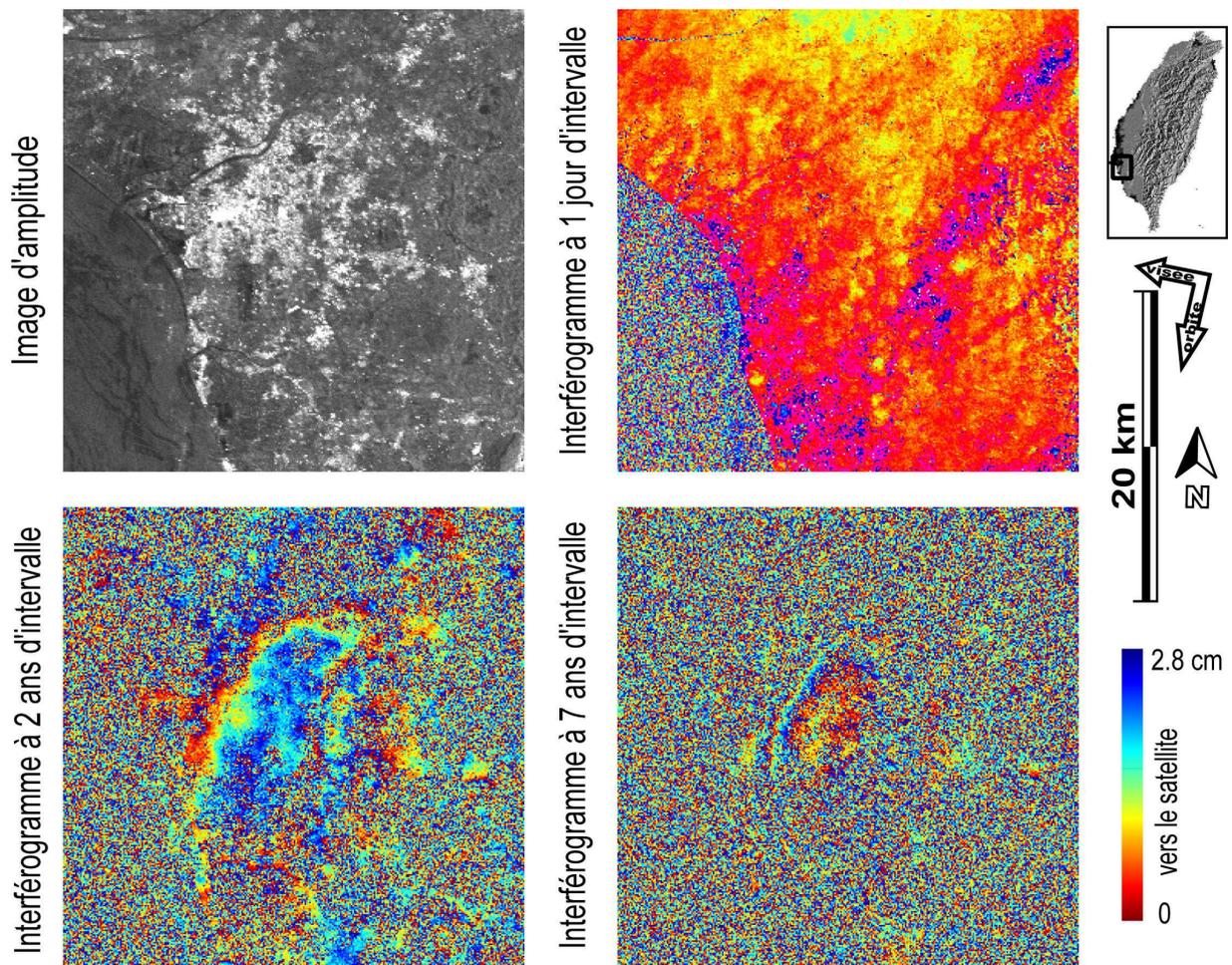


Figure 25 : perte d'information liée à l'évolution temporelle de l'état de la surface

- **En haut, à gauche** : image d'amplitude de la région de Tainan. La ville de Tainan apparaît en clair au centre de l'image. Les trois autres images sont des interférogrammes dans lesquels le bruit peut être interprété comme étant principalement dû à l'évolution temporelle de l'état de surface (voir §1.B.6 pour une discussion sur la notion de bruit dans un interférogramme). Le rapport signal à bruit des interférogrammes diminue avec le temps – **En haut à droite** : interférogramme à un jour d'intervalle : seule la mer apparaît vraiment très bruitée. - **En bas à gauche** : à deux ans d'intervalle les zones urbanisées demeurent stables, mais les zones comprenant de la végétation se sont trop modifiées pour que la phase interférométrique reste lisible. - **En bas à droite** : à sept ans d'intervalle, seules les zones fortement urbanisées restent stables (la signification des franges sera discutée dans le chapitre 4).

b) L'influence de l'atmosphère

Jusqu'à présent, nous avons considéré qu'entre deux acquisitions l'état atmosphérique était identique, et que par conséquent sa contribution à la phase interférométrique s'annulait. En fait, l'atmosphère traversée par le rayonnement émis par le radar peut être très changeante d'une acquisition à l'autre. Des différences notables de propagation du signal peuvent ainsi apparaître. On notera qu'un interférogramme n'est pas lié à l'état atmosphérique d'une date précise mais à la différence d'états atmosphériques entre deux dates. En prenant en compte l'atmosphère, la phase interférométrique corrigée des effets topographiques s'écrit :

$$\Delta\varphi_c^o + 2k\pi = \Delta\varphi_{geo} - \Delta\varphi_{topo} + \Delta\varphi_{cons} + \Delta\varphi_{atmo} \quad (\text{éq. 19})$$

La différence de phase atmosphérique peut se décomposer en plusieurs composantes [Moisseev et Hanssen 2003] :

$$\Delta\varphi_{atmo} = \Delta\varphi_{iono} + (\Delta\varphi_{hydr} + \Delta\varphi_{hum} + \Delta\varphi_{liq}) \quad (\text{éq. 20})$$

où $\Delta\varphi_{iono}$ est causée par les changements de la partie supérieure ionisée de l'atmosphère (entre 60 et 600 km d'altitude) appelée l'ionosphère. Les trois autres termes concernent principalement la partie inférieure de l'atmosphère neutre : la troposphère (les 15 premiers kilomètres). On distingue la composante hydrostatique $\Delta\varphi_{hydro}$, qui concerne la propagation du signal à travers une atmosphère sans humidité, la composante due à la propagation à travers la vapeur d'eau $\Delta\varphi_{hum}$ et celle à travers la partie liquide de l'atmosphère (volume rempli de gouttelettes d'eau) $\Delta\varphi_{liq}$. Les composantes hydrostatique et ionosphérique sont celles qui ont le plus d'effet sur la propagation de l'onde. Cependant, cet effet varie très lentement sur un interférogramme. Par contre, les différences de propagation causées par la partie humide (vapeur d'eau) et liquide de l'atmosphère ont une distribution spatiale très variable à l'échelle de l'interférogramme. Pour plus de détails nous renvoyons le lecteur à Hanssen [2001] et à Tarayre [1996].

Différentes études insistent sur l'importance du paramètre du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère en interférométrie [e.g. Goldstein 1995; Tarayre 1996; Tarayre et Massonnet 1996; Zebker *et al.* 1997; Delacourt *et al.* 1998; Hanssen *et al.* 1999]. Deux types d'influence peuvent être distingués : celle causée par une atmosphère stratifiée et celle causée par une atmosphère turbulente.

Dans le cas d'une atmosphère stratifiée, idéalement, les différences d'effets atmosphériques sont seulement liées à l'altitude : les variations latérales du délai de

propagation sont nulles. Cela se traduit par le fait que le signal atmosphérique est fortement corrélé avec la topographie. Ce signal a été bien mis en évidence sur des volcans [e.g. Delacourt *et al.* 1998; Beauducel *et al.* 2000; Remy *et al.* 2003].

Dans le cas de l'atmosphère turbulente, les variations latérales de l'atmosphère sont importantes et le signal atmosphérique peut prendre différentes signatures spatiales (voir Figure 26). Des relations entre la présence de nuages et le signal interférométrique ont pu être établies à partir de comparaisons opportunistes avec des données satellitaires météorologiques [e.g. Sarti *et al.* 1999; Yonezawa et Takeuchi 2003], ou encore à partir de radar météorologique au sol [Hanssen 2001; Moisseev et Hanssen 2003].

Plusieurs caractéristiques particulières au signal atmosphérique peuvent être notées [Zebker *et al.* 1997] :

- l'irrégularité du signal atmosphérique n'est pas reliée à des caractéristiques de surface.
- les irrégularités sont différentes d'un jour sur l'autre, elles sont décorrélées temporellement.
- les effets sont plus prononcés à basse altitude où le chemin à travers l'atmosphère est le plus long.

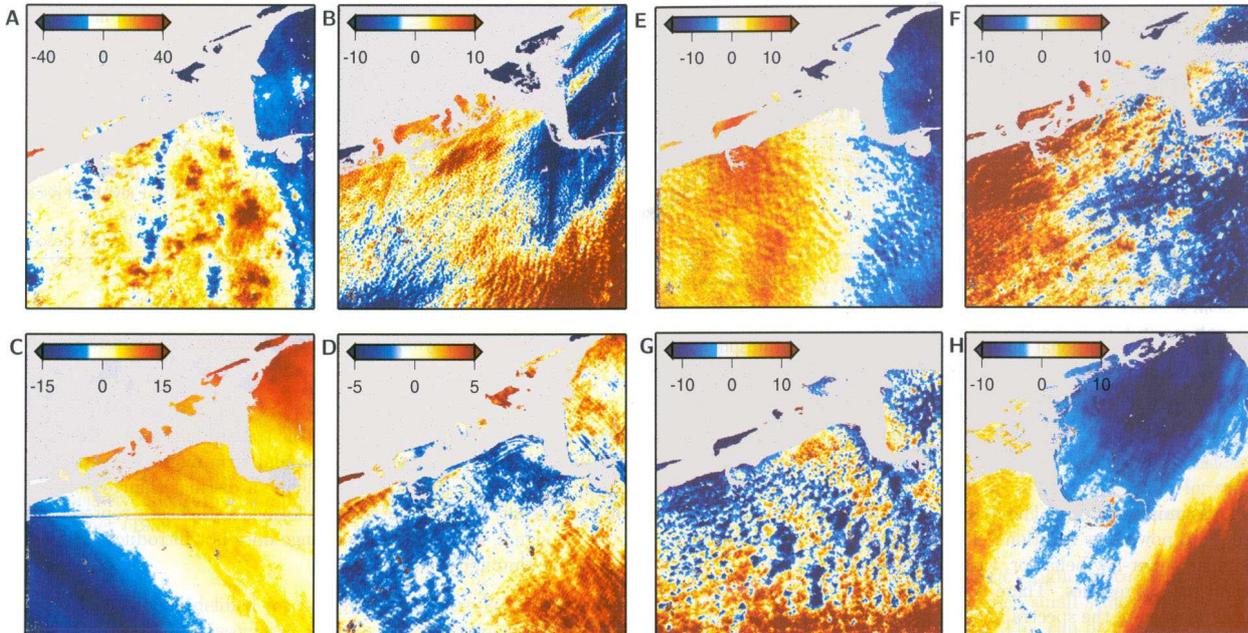


Figure 26 : Signal atmosphérique dans des interférogrammes.

Exemples d'interférogrammes (couples à 1 jour d'intervalle) sur les Pays-Bas (100 km par 100 km). Seul le signal atmosphérique est présent, échelle de couleur exprimée en millimètres de délai zénithal.

D'après Hanssen [2001].

5. Prise en compte des sources d'erreurs

Pour finir notre revue des différentes composantes qui interviennent dans la mesure de la phase, nous abordons les sources d'erreurs possibles. Bien que les effets atmosphériques ou ceux créés par la base du couple interférométrique puissent être considérés comme des erreurs du point de vue de la mesure du déplacement à partir de la phase interférométrique, ils font naturellement partie du signal de phase. C'est pourquoi nous les avons traités séparément des erreurs artificiellement introduites dans la phase interférométrique.

a) Erreur sur la phase des images SAR

Nous avons déjà vu (§I.A.4.c) que la mesure de la phase par l'instrument était entachée d'une incertitude inhérente à toute mesure instrumentale. Le traitement SAR peut lui aussi introduire des erreurs [Bamler et Just 1993] ; ce type d'erreur se traduit par un biais de phase et une diminution du rapport signal à bruit dans l'interférogramme. Pour l'utilisation d'images SAR en interférométrie, il est préférable de focaliser les images avec une même méthode car, lors de la différence de phase des deux images, certaines erreurs peuvent se compenser. Nous avons également vu qu'il était préférable de traiter les deux images avec un même angle de visée d'acquisition afin de réduire le rapport signal à bruit de l'interférogramme [Arnaud 1997].

D'autres sources d'erreur ont été signalées pour le satellite ERS. Massonnet et Vadon [1995], à partir de l'analyse d'un interférogramme sur une bande d'environ 3000 km, indiquent que la dérive de l'horloge interne de l'instrument est susceptible d'introduire des erreurs de phase à grande longueur d'onde. Arnaud [1997] propose que ces erreurs aient pour origine une mauvaise interpolation des données orbitales. Enfin, Delacourt [1997] évoque le problème d'images d'une même région (Chili) mais avec des fréquences d'échantillonnage en ligne (PRF) différentes, créant ainsi un gradient de phase interférométrique perpendiculaire à l'orbite.

b) Erreur de recalage

En principe, la différence de phase doit s'effectuer à partir de deux mesures d'une même cellule de résolution. Or nous avons vu qu'à partir du moment où les acquisitions se faisaient sur des orbites différentes, la géométrie des images était légèrement différente. Donc, les images ne sont pas directement superposables à la précision souhaitée, qui est de

l'ordre du 10^{ème} de pixel [Just et Bamler 1994]. Il est ainsi nécessaire de recalibrer finement une des deux images (qui est alors souvent appelée image esclave) sur l'autre (image maîtresse) ce qui nécessite un rééchantillonnage de l'image SAR complexe.

Les erreurs de recalage ont deux origines principales [Hanssen 2001, p. 45, 104 et suiv.]. La première est la qualité du modèle de déformation de l'image esclave. La deuxième concerne les erreurs liées à l'interpolation du signal complexe nécessaire pour le rééchantillonnage. Ces erreurs se traduisent généralement par une diminution du rapport signal à bruit dans l'interférogramme.

c) Erreur dans la suppression de la composante topographique.

L'interférométrie radar différentielle repose sur la suppression de la composante topographique introduite par la présence d'une base perpendiculaire dans le couple d'acquisitions. En pratique, cette suppression peut se faire de deux manières différentes. La première méthode consiste à modéliser la composante topographique à partir d'un Modèle Numérique de Terrain et de la connaissance des orbites. Une erreur ε dans le MNT se propage alors dans l'interférogramme différentiel. Cet effet peut s'exprimer grâce à l'altitude d'ambiguïté H_a (voir éq. 13), l'erreur de phase introduite dans l'interférogramme $\Delta\varphi_{err_topo}$ s'écrit :

$$\Delta\varphi_{err_topo} = \frac{2\pi \cdot \varepsilon}{H_a} \quad (\text{éq. 21})$$

La précision requise pour le MNT est donc fonction de la base du couple. Plus celle-ci est grande, plus le MNT devra être précis. Cependant, aussi précis soit-il, un MNT fournit en chaque pixel une altitude moyenne qui ne correspond pas forcément à celle à laquelle est sensible le radar. Par exemple, si une petite cible domine la cellule de résolution c'est l'altitude précise de cette cible qu'il faudrait prendre en considération et non l'altitude moyenne de la cellule de résolution. Toutefois, cette limitation n'est en pratique vraie que si l'on utilise des grandes lignes de base.

La deuxième méthode consiste à obtenir la composante topographique à partir d'un interférogramme où l'on suppose les autres composantes (déplacement, atmosphère) négligeables. Puisque la phase topographique est proportionnelle à la base du couple, il faut ensuite adapter cette phase obtenue à partir d'une certaine base à la base de l'interférogramme différentiel, pour pouvoir la soustraire. Cette opération peut sembler plus

naturelle que la première car il est possible de rester en géométrie radar et que l'on ne rencontre pas le problème de la détermination de l'altitude pour une cellule de résolution. Cependant, elle présente plusieurs inconvénients. Tout d'abord, cette méthode nécessite au moins une image SAR supplémentaire. De plus, le couple servant à former l'interférogramme topographique doit répondre aux contraintes sévères posées par l'hypothèse que seule la composante topographique doit être présente. Ceci n'est pas toujours possible, et de toute façon cette hypothèse n'est jamais vraiment vérifiée dans le cas d'acquisitions à des dates différentes, comme nous l'envisageons ici. Les effets atmosphériques en sont la principale limitation [Zebker *et al.* 1997]. D'autre part, l'ajustement de la phase à la base de l'interférogramme différentiel nécessite le déroulement souvent délicat de la phase interférométrique connue modulo 2π .

Les erreurs sur les orbites mises à part (voir paragraphe suivant), la signature spatiale des erreurs liée à la topographie dépend fortement de l'origine des données utilisées. Si l'origine est un interférogramme topographique, les erreurs auront une signature plutôt semblable à celle des effets atmosphériques (voir Figure 26). Pour un MNT, la signature peut être très variable ; sans plus d'information que l'erreur quadratique moyenne sur le MNT, on peut faire l'hypothèse que l'erreur introduite se rapprochera plus d'un bruit spatialement non corrélé. Dans tous les cas, il faut retenir que contrairement aux erreurs qui font augmenter $\Delta\varphi_{\text{cons}}$, il existe une relation de proportionnalité entre la base et cette erreur (ε_{MNT}).

Dans les deux méthodes, les erreurs sur la connaissance des orbites (ε_{orb}) se propagent dans l'interférogramme. Pour pouvoir obtenir une précision millimétrique sur le déplacement par interférométrie radar différentielle, on pourrait s'attendre à ce que la précision requise pour les orbites soit du même ordre de grandeur. En fait, la précision réelle des orbites est actuellement moindre. Par exemple, pour ERS, les meilleures orbites ont une précision autour de 5 à 10 cm. De fait, l'erreur absolue introduite sur l'image est supérieure à la précision des déplacements obtenue par interférométrie. Mais si l'on considère que la phase interférométrique est connue à une constante près, l'information fournie par l'interférogramme se fonde essentiellement sur la variation de la phase interférométrique d'un pixel à l'autre de l'image. Ce qui est alors important, ce n'est pas l'erreur absolue introduite, mais la manière dont évolue cette erreur sur l'image. Or, l'erreur introduite varie suffisamment lentement sur l'interférogramme pour obtenir des déplacements relatifs avec une précision millimétrique.

Pour bien comprendre la distribution spatiale de l'erreur, il est judicieux d'exprimer l'erreur relative sur les orbites en terme de vecteur, et de considérer ce vecteur comme une base [Hanssen 2001, p 121] : l'erreur de phase interférométrique introduite est équivalente à un interférogramme topographique ayant cette base. Ainsi, l'erreur de phase interférométrique ressemblera à celle qui est illustrée sur la Figure 21 (en bas à gauche); mais puisque la base est très petite, la sensibilité à la topographie est très faible, et donc l'espacement des franges sera beaucoup plus grand. Une erreur relative correspondant à une base perpendiculaire d'environ un mètre se traduira par une dizaine de franges sur 100 km et plutôt parallèles (on parlera de franges orbitales).

d) Erreurs liées aux traitements effectués sur l'interférogramme

Afin d'améliorer la qualité d'un interférogramme, il est fréquent de recourir à des filtres, qui peuvent introduire des erreurs. D'autre part, il est souvent nécessaire de dérouler la phase interférométrique pour s'affranchir de l'ambiguïté de la phase. Il peut aussi être pratique de remettre l'interférogramme qui est dans la même géométrie que l'image SAR maîtresse dans un référentiel cartographique (procédure dite d'ortho-rectification). Toutes ces opérations sont des sources d'erreurs potentielles supplémentaires.

6. Bilan des composantes de la phase interférométrique

En récapitulant les différents points évoqués dans les paragraphes précédents, un bilan des composantes de la phase interférométrique peut être établi :

$$\Delta\varphi_c^o = \text{mod}_{2\pi} \left(\underbrace{\Delta\varphi_{geo} + \Delta\varphi_{atmo} + \Delta\varphi_{cons}}_{\Delta\varphi} + \Delta\varepsilon_{SAR} + \varepsilon_{recal} - \underbrace{(C_{topo} + \varepsilon_{mnt} + \varepsilon_{orb})}_{C_{topo}^o} \right) \quad (\text{éq. 22})$$

$\Delta\varphi_c^o$: la phase interférométrique contenue dans l'interférogramme différentiel c'est à dire corrigé des effets topographiques (voir §I.B.3.a).

$\Delta\varphi_{geo}$: la différence de phase géométrique.

$\Delta\varphi_{atmo}$: la différence de phase de propagation dans l'atmosphère (voir §I.A.4 et §I.B.4.b)

$\Delta\varphi_{cons}$: la différence de phase de construction (voir §I.A.4 et §I.B.3.c).

$\Delta\varepsilon_{SAR}$: l'erreur relative sur la phase due aux erreurs de mesure et de traitement SAR

ε_{recal} : l'erreur sur la phase causée par le recalage de l'image esclave sur l'image maîtresse (voir §I.B.3.b)

C_{topo} : les effets topographiques à soustraire (voir §I.B.3.a). $C_{topo}^o = C_{topo} + \varepsilon_{topo}$ étant la phase topographique effectivement soustraite, avec ε_{topo} , l'erreur pouvant se décomposer en deux termes :

ε_{mnt} : l'erreur sur C_{topo} , causée par une mauvaise connaissance de la topographie.

ε_{orb} : l'erreur sur C_{topo} , causée par une mauvaise connaissance des orbites.

L'information sur le déplacement est contenue dans le terme $\Delta\varphi_{DVR}$ tel que :

$$\Delta\varphi_{DVR} = (\Delta\varphi_{geo} - C_{topo})$$

d'où :

$$\Delta\varphi_{DVR} = \Delta\varphi_c^o \text{ deroul} + 2k\pi - (\Delta\varphi_{atmo} + \varepsilon_{orb} + \Delta\varphi_{cons} + \Delta\varepsilon_{SAR} + \varepsilon_{recal} + \varepsilon_{mnt}) \quad (\text{éq. 23})$$

avec $\Delta\varphi_c^o \text{ deroul}$ la phase interférométrique déroulée qui est connue à une constante k près, identique pour l'ensemble de l'interférogramme. Cette constante, ainsi que les termes entre

parenthèses sont a priori inconnus. Les termes $\Delta\varphi_{cons}$, $\Delta\varepsilon_{SAR}$, ε_{recal} et ε_{mnt} peuvent être petits (très inférieures à 2π) si les conditions de l'interférogramme sont bonnes ; ce n'est pas le cas de $\Delta\varphi_{atmo}$ et ε_{orb} car leurs valeurs sont, en général, largement supérieures à 2π . Cependant, leurs valeurs respectives évoluent relativement lentement sur l'image (voir Figure 27).

En considérant, non plus la phase en un pixel, mais la différence de phase interférométrique entre pixels de l'interférogramme, on élimine la constante inconnue, et la plus grosse partie des effets de $\Delta\varphi_{atmo}$ et ε_{orb} :

$$\Delta(\Delta\varphi_{DVR}) = \Delta(\Delta\varphi_c^o \text{ deroul}) - \underbrace{\Delta(\Delta\varphi_{atmo} + \varepsilon_{orb} + \Delta\varphi_{cons} + \Delta\varepsilon_{SAR} + \varepsilon_{recal} + \varepsilon_{mnt})}_{\text{sources d'erreur sur le déplacement relatif}} \quad (\text{éq. 24})$$

Ainsi, l'interférogramme permet d'obtenir des déplacements relatifs qui pourront être calibrés à partir de la connaissance du déplacement réel d'un ou plusieurs points de référence. La mesure du déplacement sera entachée d'une erreur qui a pour origine les autres composantes de la phase interférométrique, qui sont considérées ici comme des perturbations. Pour être significatif, le signal associé au déplacement relatif doit dominer par rapport aux autres composantes ou alors il faut pouvoir estimer une ou plusieurs de ces composantes afin de réduire l'incertitude de la mesure. De ce point de vue, il faut distinguer $\Delta\varphi_{atmo}$ et ε_{orb} , qui ont des signatures spatiales ou temporelles caractéristiques (voir Figure 27), ε_{mnt} qui est directement liée à la base, et les autres composantes qui peuvent être assimilées à un bruit non modélisable.

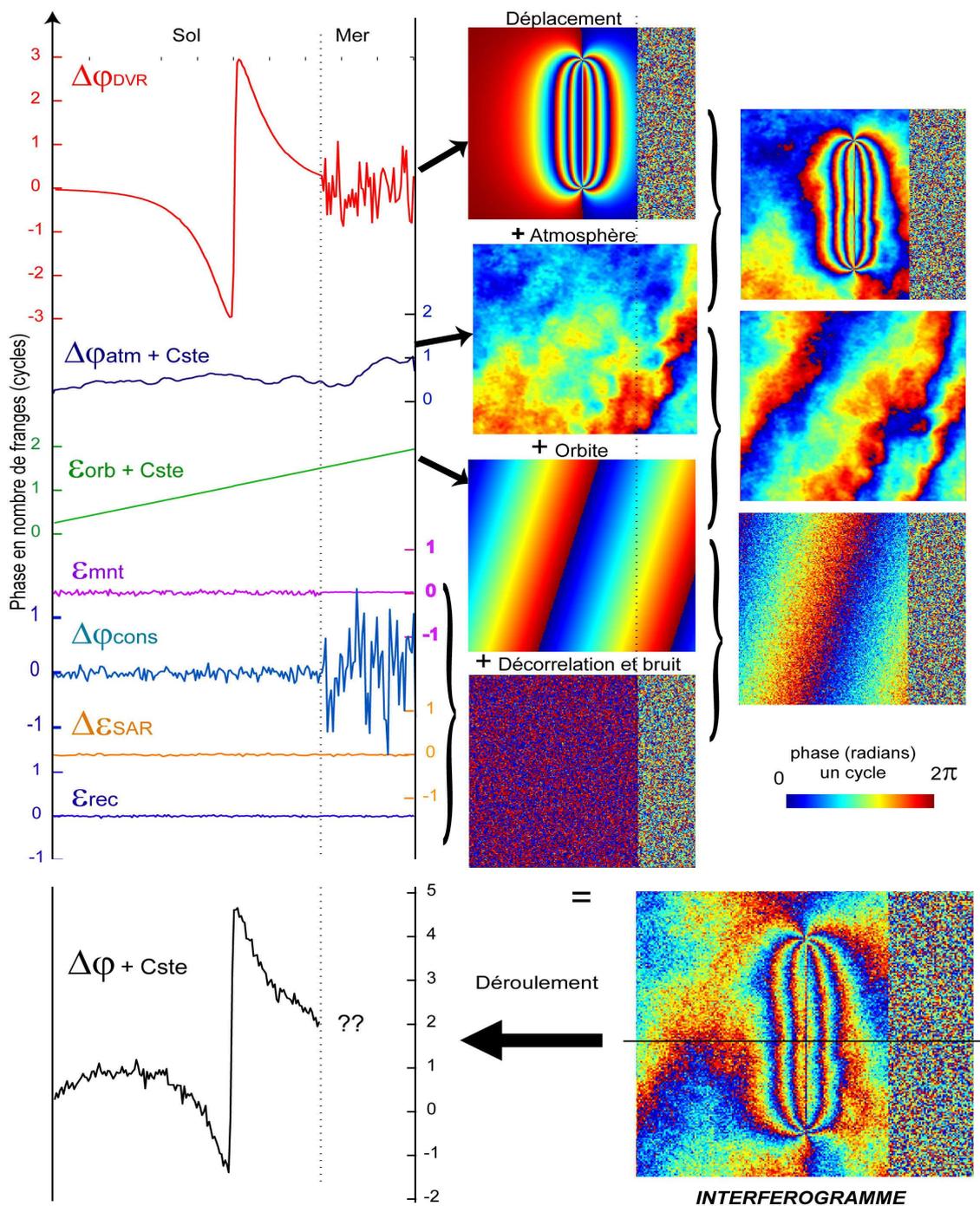


Figure 27 : Les différentes composantes d'un interférogramme

L'interférogramme représenté **en bas à droite** peut être décomposé en plusieurs parties. La partie droite, très bruitée, représente une étendue d'eau, alors que la partie gauche correspond au signal à terre. **La colonne de gauche** illustre les différentes composantes sous la forme de profils passant par le milieu de l'interférogramme. La composante de déplacement est causée à terre par une faille verticale (voir Figure 16 et en mer par les variations de la surface de l'eau). La composante atmosphérique peut être, en valeur absolue, très grande (constante inconnue) mais varie de façon modérée sur l'interférogramme. Les erreurs sur les orbites varient régulièrement sur l'image. Les autres composantes sont regroupées car elles varient de façon quasi-aléatoire et rapide d'un pixel à l'autre. Les imageries (**colonne de droite**) montrent la représentation spatiale de ces composantes et de quelques combinaisons possibles. Le déroulement de l'interférogramme, qui ne peut s'effectuer en mer, se fait à une constante près à cause des effets atmosphériques et de l'imprécision sur les orbites. La comparaison avec le profil de déplacement pur montre l'incertitude associée à la mesure de déplacement à partir de la phase interférométrique.

C. Connaissance et réduction de l'incertitude sur la mesure du déplacement

La mesure de déplacement effectuée directement à partir de la phase interférométrique présente une incertitude qui peut, dans certains cas, largement dépasser la valeur du déplacement. La mesure devient alors non significative. La connaissance de l'incertitude et éventuellement sa réduction sont, par conséquent, des enjeux majeurs de l'interférométrie radar différentielle appliquée à la mesure des déplacements.

Plusieurs études ont été menées pour déterminer la précision de la mesure des déplacements. Elles se basent sur l'utilisation de réflecteurs artificiels dont les positions au sol et les déplacements sont parfaitement connus et qui renvoient suffisamment le signal pour que ce dernier puisse être détecté sur l'image radar [Reich 1992; Gray et Farris-Manning 1993; Hanssen 2001, p. 163]. Ces expériences ont montré que la précision du déplacement à partir de la phase d'un interférogramme pouvait être meilleure que le centimètre (millimétrique) dans le cas des données des satellites ERS. Cependant, ces résultats ayant été obtenus dans des conditions particulières, ils fournissent plutôt la limite de la précision qu'une estimation réaliste de l'incertitude d'un interférogramme "standard".

Une première estimation de l'incertitude sur un interférogramme peut se faire visuellement. L'aspect plus ou moins bruité d'un interférogramme permet en effet de détecter les zones susceptibles de contenir de l'information, en les distinguant des zones où aucun signal ne semble présent. Cependant, cette approche qualitative trouve rapidement ses limites. Dans un premier temps, nous envisagerons le cas où un seul interférogramme est disponible, en distinguant les possibilités de connaître et de réduire l'incertitude uniquement à partir du choix des données et de l'interférogramme. Les notions de cohérence et de décorrélation, fondamentales pour cette analyse, seront présentées. Ensuite, nous aborderons le cas où plusieurs interférogrammes sont disponibles sur une même zone. Cette situation offre des possibilités beaucoup plus favorables concernant l'estimation et la réduction de l'incertitude.

1. Cas d'un interférogramme

a) Les choix des données

Le choix des données et la connaissance de la zone d'étude choisie fournissent un premier moyen, en amont de l'étude, pour avoir une idée de l'incertitude associée à la mesure de déplacement. Nous distinguerons ici le choix des images, ainsi que la sélection des données topographiques et orbitales. Ces informations, obtenues lors du choix des données, restent très générales. En pratique, elles permettent surtout de sélectionner les données qui pourront être utilisées pour construire un interférogramme potentiellement utilisable, mais elles ne fournissent pas une estimation a priori de l'incertitude sur le déplacement.

- Choix des images

Pour un satellite donné, le choix des images formant un couple interférométrique repose principalement sur deux critères : les dates d'acquisition et la base perpendiculaire du couple.

Concernant les dates, ce choix dépend évidemment du phénomène que l'on souhaite observer. Le déplacement doit être suffisamment grand et représentatif entre les deux dates d'acquisition. Mais cette exigence est parfois en contradiction avec l'augmentation du bruit de l'interférogramme causé par les changements du sol avec le temps : il faut alors trouver un compromis. En fonction du type d'occupation du sol, on peut avoir une idée satisfaisante de cet effet. Il faudra aussi tenir compte des variations liées aux cycles saisonniers. Pour ces différentes raisons, si l'on souhaite étudier un phénomène ponctuel dans le temps (par exemple un tremblement de terre), on devra chercher à réduire au minimum l'intervalle de temps encadrant ce phénomène, afin de réduire l'incertitude sur la mesure du déplacement.

Le choix d'une base petite pour le couple permet également de réduire l'incertitude liée à $\Delta\varphi_{cons}$ (voir §I.B.3.c). Cependant, puisque les orbites des satellites ne sont pas suffisamment contraintes, ce choix n'est pas toujours compatible avec le besoin d'avoir des dates d'acquisition rapprochées.

- influence des données topographiques

Nous avons déjà vu (éq. 16) comment les erreurs sur la topographie se propagent dans l'interférogramme différentiel proportionnellement à la base du couple. Ainsi, la qualité exigée des données topographiques dépendra de la base du couple interférométrique. Dans le

cas de l'utilisation d'un interférogramme topographique, le choix des images de cet interférogramme résulte d'un compromis entre deux exigences : la nécessité d'une base suffisamment grande pour obtenir le seuil de précision souhaité et la minimisation de la décorrélation spatiale et temporelle (base petite et dates d'acquisition les plus rapprochées possibles). Dans le cas de l'utilisation d'un MNT, la connaissance de l'incertitude sur le MNT (souvent donnée sous la forme d'une erreur quadratique moyenne) donne un ordre de grandeur de l'erreur ϵ_{MNT} sur l'interférogramme.

- Influence des données orbitales

La réduction de l'erreur ϵ_{orb} passe évidemment par l'utilisation de données orbitales les plus précises possibles. La connaissance de l'incertitude sur les données orbitales (souvent donnée sous la forme d'une erreur quadratique moyenne sur la composante radiale et perpendiculaire) permet d'estimer les erreurs à grande longueur d'onde [Hanssen 2001, p. 123-123]. Par exemple, pour les orbites d'ERS fournies par le laboratoire DEOS de l'Université de Delft [Scharroo et Visser 1998], Hanssen estime que l'erreur, dans un intervalle de confiance de 95%, ne devrait pas dépasser beaucoup plus d'une frange sur l'image.

L'importance de la qualité des orbites dépend aussi du phénomène étudié : plus le phénomène est d'extension restreinte moins l'erreur liée aux orbites est contraignante. En effet, les erreurs orbitales varient lentement sur l'image. Par contre, pour étudier des déformations à grande longueur d'onde (une dizaine de kilomètres par exemple), l'incertitude sur les orbites est un point fondamental.

b) connaissance de l'incertitude sur l'interférogramme

Jusqu'à présent nous avons étudié les différentes composantes de la phase interférométrique en les distinguant par leur origine. En pratique, sur un interférogramme, les choses se présentent différemment. Puisque toutes les composantes sont mélangées, on ne peut les différencier selon leur origine. On peut par contre analyser le signal de phase en le décomposant suivant ces différentes signatures spatiales : signaux à grande, moyenne ou petite longueur d'onde, signal régulier ou aléatoire, etc.

Visuellement, un trait évident sur un interférogramme est la distinction entre des zones complètement bruitées (par exemple la mer, voir Figure 27), de zones où l'on peut distinguer plus ou moins distinctement un signal. On peut ainsi avoir une idée des zones qui seront

exploitables (il sera éventuellement possible d'en tirer une information sur le déplacement) et des zones qui seront inexploitables, la frontière entre les deux étant souvent floue. Dans un premier temps, nous verrons comment quantifier cette notion d'exploitabilité. Puis, nous regarderons quels sont les moyens d'identifier les perturbations dans les zones exploitables.

- Identification des zones exploitables : la notion de cohérence

La cohérence est une estimation locale de la corrélation entre les deux images complexes utilisées pour former l'interférogramme. La cohérence γ est donnée par l'amplitude du coefficient de corrélation complexe γ_c :

$$\gamma_c = \frac{E[Z_1 \cdot Z_2^*]}{\sqrt{E[|Z_1|^2] \cdot E[|Z_2|^2]}} \quad (\text{éq. 25})$$
$$\gamma = |\gamma_c|$$

où Z_1 et Z_2 sont les deux signaux radar et $E[\]$ représente l'espérance mathématique qui, en pratique, est estimée grâce à une moyenne spatiale sur une fenêtre de pixels. L'intérêt de la mesure de corrélation complexe est qu'elle tient compte à la fois de la stabilité de phase et de la variation d'amplitude. Plus la taille de la fenêtre utilisée est grande, meilleure est l'estimation de cette corrélation. Mais cette estimation devient spatialement moins précise avec la taille croissante de la fenêtre. La cohérence, amplitude de γ_c , varie entre 0 et 1. Si les fenêtres de pixels sont identiques à une différence de phase près, alors la cohérence vaut 1. La cohérence est donc liée à la variabilité de la phase interférométrique à l'intérieur de la fenêtre (la phase du coefficient de corrélation complexe correspond à l'espérance de la phase interférométrique sur la fenêtre).

Il y a un lien direct entre la cohérence et le rapport signal à bruit (RSB) de l'interférogramme (voir Figure 28, et [Zebker et Villasenor 1992]). Lorsque les signaux ne sont plus corrélés, la cohérence diminue et tend vers 0 : c'est le phénomène dit de décorrélation. Celle-ci peut être définie comme [Hanssen 2001] "le bruit causé par les sources d'erreur qui ont une longueur de corrélation plus petite qu'une fenêtre d'estimation de la cohérence (ainsi les erreurs orbitales et les erreurs atmosphériques ne sont pas incluses dedans)". Cette notion de bruit est arbitraire car elle se détermine par rapport au signal déterministe que l'on cherche à étudier, ici le déplacement. Cette définition implique que le déplacement que l'on cherche à mesurer varie suffisamment lentement dans la fenêtre utilisée pour la cohérence. En effet, la présence d'un gradient de phase, par exemple lié au

déplacement, crée une décorrélation du signal même en l'absence de toute autre perturbation. Il est toutefois possible d'améliorer la mesure de cohérence afin qu'elle représente uniquement la décorrélation due aux erreurs : lorsque l'on peut mesurer localement un gradient de phase interférométrique, il faut calculer la cohérence sur la phase corrigée de ce gradient [Guarnieri et Prati 1997].

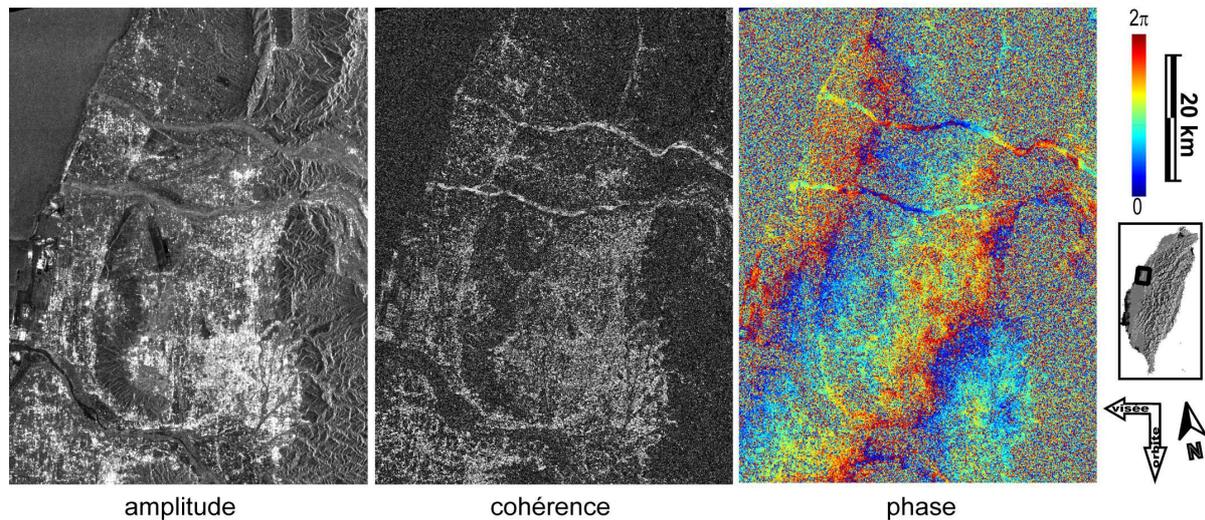


Figure 28 : comparaison de l'image de cohérence avec l'amplitude et la phase

L'image de cohérence (**au milieu**) d'un interférogramme (**à droite**) sur la région de Taichung (25 février 1999 - 6 mai 1999) fournit une estimation sur la variabilité de phase interférométrique sur une fenêtre donnée (ici 5x5 pixels). La relation entre la lisibilité de la phase interférométrique et la cohérence est nette. La cohérence est faible sur la mer et sur les zones où la végétation domine. Notez la forte cohérence sur les zones urbaines et aussi sur les rivières au Nord (due à la présence de nombreux blocs rocheux dans le lit de ces rivières, très proches du relief et où le niveau de l'eau est suffisamment bas à cette saison pour ne pas modifier leurs dispositions). L'image d'amplitude (**à gauche**) montre qu'il existe une bonne corrélation entre forte amplitude et bonne cohérence.

Parmi les sources de décorrélation du signal on peut citer : l'erreur sur la mesure de phase $\Delta\epsilon_{\text{SAR}}$ (décorrélation thermique), l'erreur introduite par $\Delta\phi_{\text{cons}}$ (décorrélation spatiale et temporelle), l'erreur de recalage ϵ_{REC} . [Rodriguez et Martin 1992; Zebker et Villasenor 1992; Hanssen 2001, p. 98 et suiv.]. La cohérence permet donc d'estimer l'importance de l'ensemble de ces effets. Plusieurs études ont tenté de transformer l'information de cohérence en terme de variabilité de la phase interférométrique et donc en terme d'incertitude associée à l'ensemble de ces perturbations [Li et Goldstein 1990; Zebker et Villasenor 1992; Usai 2001]. A partir d'hypothèses sur la nature des cibles élémentaires (par exemple un grand nombre de cibles indépendantes et uniformément distribuées), ces études ont établi des relations statistiques montrant l'augmentation de la variabilité de la phase avec l'augmentation de la cohérence.

Il est important de noter les limitations de l'utilisation de la cohérence pour obtenir l'incertitude sur le déplacement, causée par la décorrélation. Les relations établies entre les deux reposent sur des hypothèses concernant le contenu de la cellule de résolution qui ne sont plus vérifiées dans le cas où, par exemple, une cible élémentaire domine largement sur les autres. La cohérence étant donnée sur une fenêtre de pixels, si une cellule de résolution ne subissant pas de décorrélation est entourée de cellules fortement décorréliées, elle sera aussi considérée comme étant décorréliée. L'incertitude estimée pour le déplacement en ce pixel est alors fortement surestimée. Nous verrons que l'utilisation de plusieurs interférogrammes permet de résoudre partiellement ce problème.

Une autre façon de définir les zones exploitables est de les définir comme étant les zones où le signal peut être déroulé. En général, cette définition est plus restrictive que la première.

- l'identification des perturbations dans les zones exploitables

Dans les zones où la cohérence est forte, la phase interférométrique correspond principalement à la somme de trois termes : $\Delta\phi_{DVR}$, $\Delta\phi_{atmo}$ et ε_{orb} (voir Figure 27). Sur un interférogramme seul, l'extraction du terme de déplacement est délicate et nécessite souvent des hypothèses concernant le déplacement que l'on cherche à observer. L'identification des perturbations se base essentiellement sur leurs signatures spatiales.

ε_{orb} crée un gradient de phase interférométrique relativement constant sur l'image. Si le déplacement attendu est relativement local, il peut se distinguer de cet effet affectant l'ensemble de l'image.

$\Delta\phi_{atmo}$ peut également produire un gradient sur l'image (voir Figure 26) mais aussi des variations plus locales, souvent sans variation brusque de la phase et non corrélé aux caractéristiques du sol. Ainsi, la présence d'une discontinuité linéaire de la phase, corrélée à des caractéristiques du sol, peut être interprétée en terme de déplacement. En pratique, c'est l'incertitude liée à l'atmosphère qui est la plus difficile à déterminer.

c) Réduction des incertitudes

Pour réduire les incertitudes d'un interférogramme seul, plusieurs stratégies existent suivant que l'on s'attaque à l'incertitude liée à la décorrélation ou à celle liée aux perturbations atmosphériques et orbitales. Bien entendu, elles dépendent aussi du phénomène que l'on cherche à observer.

- Filtrage du bruit de décorrélation

La décorrélation a des origines diverses qui nécessitent des approches distinctes à différents stades de la création de l'interférogramme. La manière la plus simple de réduire globalement le bruit de décorrélation, qui par nature n'est pas corrélé d'un pixel à l'autre de l'interférogramme, est d'effectuer une moyenne spatiale complexe sur une fenêtre de pixels au détriment de la résolution. Cette moyenne peut s'effectuer à plusieurs étapes, soit au moment de la focalisation en effectuant une présomation des données brutes, soit au moment de faire le produit complexe des deux images, ou encore à partir d'un interférogramme déroulé. En effet, il faut éviter d'effectuer la moyenne sur l'interférogramme directement afin de respecter le saut de phase dû à l'ambiguïté de la phase. Cette opération se fait au détriment de la résolution et est inefficace lorsque le bruit excède un cycle de phase.

L'opération de moyennage homogène sur toute l'image a ses limites car pour être efficace le filtre doit s'adapter à la fréquence locale des franges afin de préserver au mieux l'information. De tels filtres, dit adaptatifs, permettent ainsi d'améliorer considérablement la qualité globale de l'interférogramme tout en préservant une bonne résolution spatiale. L'approche consiste à estimer, dans un premier temps, le gradient de la phase interférométrique pour ensuite appliquer un lissage adapté [Michel 1997; Goldstein et Werner 1998; Trouvé *et al.* 1998].

D'autres filtrages existent pour s'attaquer plus spécifiquement à la décorrélation spatiale et ainsi préserver les informations de haute fréquence sur le déplacement. La décorrélation spatiale causée par des orientations différentes du radar lors des acquisitions peut être partiellement réduite en focalisant les images de manière spécifique (voir §I.A.3 et [Arnaud 1997]). Concernant la décorrélation causée par la base, Gatelli et al. [1994] proposent un filtrage fréquentiel appliqué aux images SAR avant la formation sur l'interférogramme. Le principe est de ne conserver que la partie commune de la réponse spectrale du sol qui est décalée entre les deux images, ce qui correspond aussi à simuler une prise de vue sous un même angle d'incidence (voir Figure 24). Le décalage spectral étant fortement lié à la topographie, ce filtrage adaptatif nécessite la connaissance du gradient local de frange topographique. Celui-ci peut être estimé à partir de l'interférogramme non filtré ou, mieux, directement à partir des données topographiques. Cette approche permet également de distinguer, dans le cas de zones de reversement (voir Figure 5), la contribution

de la zone où la pente est plus forte que l'angle d'incidence de celle où elle est plus faible [Gatelli *et al.* 1994].

- Réductions des autres perturbations

Les erreurs orbitales ε_{orb} montrent des variations à grandes longueurs d'onde de la phase, elles peuvent être modélisées et soustraites en estimant les différences de phases interférométriques entre quelques pixels suffisamment éloignés entre eux et non affectés par des déplacements. Une interpolation polynomiale de faible degré entre ces points est généralement suffisante pour modéliser l'erreur (l'estimation du gradient moyen de la phase sur l'interférogramme est une alternative convenable). L'élimination de l'erreur peut être faite directement par soustraction de la perturbation modélisée à l'interférogramme ou alors en corrigeant une des orbites par rapport à l'autre et en recalculant l'interférogramme [Massonnet et Feigl 1998]. Cette méthode, qui n'exclut pas qu'une part de l'erreur estimée puisse être d'origine atmosphérique, nécessite cependant de pouvoir dérouler (ou au moins compter) les franges entre des points suffisamment éloignés entre eux (idéalement, aux quatre coins de l'interférogramme) pour que l'estimation soit correcte. Cela implique une contrainte non négligeable sur la cohérence. D'autre part, la méthode n'est pas utilisable lorsque les déplacements affectent toute l'image. L'utilisation de points de contrôle au sol peut aussi être envisagée [Murakami *et al.* 1996; Tarayre 1996; Shimada 2001].

La réduction de l'incertitude liée à l'atmosphère par calibration à partir de données indépendantes nécessite une connaissance très fine de l'atmosphère adaptée à la résolution de l'interférogramme. De tels modèles requièrent la connaissance de beaucoup de paramètres (voir §I.B.4.b) qui sont souvent difficilement accessibles avec la résolution nécessaire. Cependant, plusieurs essais d'identification ou de correction d'effets atmosphériques ont été envisagés à partir de données météorologiques. L'utilisation de données acquises par ballon sonde ou au sol a été étudiée pour corriger les effets liés à une atmosphère stratifiée et latéralement homogène [Tarayre et Massonnet 1997; Delacourt *et al.* 1998; Fujiwara *et al.* 1999]. Hanssen [2001, p. 153] montre que l'utilisation des données au sol pour extrapoler les données en altitude est très délicate, en particulier à cause de la variabilité du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère (voir aussi Bevis *et al.* [1992]). L'utilisation d'un réseau de stations GPS continues pour imager le retard de propagation de l'atmosphère causé par la vapeur d'eau a été proposée [Bock et Williams 1997]. Bien que la méthode présente des limites intrinsèques [Hanssen 2001] et des limites liées à la forte densité de points

nécessaires, Williams *et al.* [1998] montrent que dans un réseau suffisamment développé comme celui de Californie du Sud, les perturbations peuvent être réduites significativement (voir aussi [Bonforte *et al.* 2001]). L'utilisation de données d'autres satellites pour identifier la présence de nuages a également été envisagée [Massonnet et Feigl 1995b; Sarti *et al.* 1999; Fruneau et Sarti 2000b], mais elle pose notamment le problème de la simultanéité des acquisitions. La présence sur le satellite ENVISAT d'un radar SAR et d'un capteur capable de fournir des informations sur le contenu en eau de l'atmosphère (MERIS) est de ce point de vue prometteuse [Moisseev *et al.* 2003]. Shimada [2001], en utilisant un modèle météorologique fin de l'agence météorologique japonaise intégrant différentes sources de données, montre également des résultats encourageants pour la réduction des perturbations atmosphériques dans les interférogrammes. Cependant, la disponibilité de tels modèles est actuellement assez restreinte.

Une connaissance a priori du déplacement peut également permettre de réduire les incertitudes. Si on connaît a priori un modèle physique permettant de décrire le champ de déplacement du phénomène observé, il est possible d'essayer d'ajuster les paramètres du modèle à la phase interférométrique observée. Ceci ne peut s'appliquer que si le modèle est suffisamment bien contraint et que la signature spatiale des déplacements est suffisamment différente de celle des perturbations atmosphériques.

2. Cas d'une série d'interférogrammes

Lorsque l'on possède plus de deux images SAR d'une même zone, il est possible de les combiner pour former une série d'interférogrammes. Ainsi, N images peuvent être utilisées dans $N \times (N-1)/2$ couples. L'incertitude sur le déplacement à partir d'un seul interférogramme est difficile à estimer, ce qui conduit à envisager des barres d'erreur importantes a priori et ainsi rendre délicate la mesure de petits déplacements. D'une manière générale, les considérations faites pour un interférogramme restent valables pour chacun des interférogrammes d'une série. Cependant, le recoupement des informations issues de plusieurs interférogrammes va permettre d'améliorer la précision de la mesure.

Cette amélioration dépend du phénomène observé [Massonnet et Feigl 1995b] et elle peut se faire de différentes manières. Tout d'abord, nous verrons comment la redondance de l'information présente dans plusieurs interférogrammes permet de réduire de façon globale l'incertitude. Puis, l'estimation de chacune des perturbations sera évoquée de façon séparée.

Enfin nous aborderons les méthodes qui prennent en compte toutes les composantes en même temps pour parvenir à les séparer dans chacun des interférogrammes de la série. Ainsi pourra-t-on fournir une estimation très précise du déplacement.

Remarque : lorsqu'il sera question, par la suite, d'opérations algébriques telles que la somme, la différence ou la moyenne d'interférogrammes (déroulés ou non), nous supposons que les interférogrammes se superposent parfaitement pixel à pixel, c'est à dire que les cellules de résolution sont identiques d'un interférogramme à l'autre. En pratique, ce n'est pas toujours le cas. Par exemple, si deux interférogrammes n'ont aucune image commune, il faut alors qu'ils soient, au préalable, remis dans une même géométrie.

a) Réduction globale des perturbations

La disponibilité de plusieurs interférogrammes peut fournir plusieurs mesures d'un même déplacement permettant de réduire les perturbations non systématiques de celui-ci et d'obtenir une estimation statistique de son incertitude. Différents cas sont envisagés suivant la nature des déplacements étudiés.

- Cas d'un phénomène limité dans le temps

Lorsque l'on cherche à étudier des déplacements de la surface qui sont limités dans le temps, les mêmes déplacements sont alors présents dans tous les interférogrammes qui utilisent des images acquises avant et après ces déplacements. C'est le cas, par exemple, des déplacements co-sismiques.

Sur des interférogrammes complètement indépendants (aucune image en commun) couvrant le phénomène, à l'exception des erreurs ε_{MNT} , les perturbations d'un type donné ne sont a priori pas corrélées d'un interférogramme à l'autre. Ainsi, la moyenne des différents interférogrammes donnera une mesure statistiquement plus robuste que celle d'un interférogramme seul (la moyenne restant connue à une constante près, identique sur toute l'image). L'incertitude sur la mesure pourra être estimée par l'écart type à la moyenne. Cette méthode présente l'intérêt d'être utilisable dès que l'on possède deux interférogrammes indépendants.

Toutefois, il existe plusieurs limitations à la méthode. L'une d'entre elles est la possibilité d'un biais sur la moyenne en chaque pixel causé par l'erreur ε_{MNT} . D'autre part, il n'est pas possible d'effectuer une moyenne directement à partir d'interférogrammes non déroulés à cause de l'ambiguïté de la phase interférométrique. Mais le déroulement, lui, ne

peut se faire dans les zones trop bruitées. Une alternative consiste à faire seulement la somme d'interférogramme indépendants : ceci multiplie le nombre de franges du signal par le nombre d'images additionnées, mais, en contrepartie, le bruit augmente lui aussi. Sandwell et Price proposent une approche utilisant le gradient de la phase interférométrique pour effectuer la moyenne [Sandwell et Price 1998].

- Cas d'un phénomène continu et régulier dans le temps

Lorsque le déplacement est continu et régulier dans le temps, ses effets dans un interférogramme sont proportionnels à l'intervalle temporel du couple. C'est, par exemple, le cas des déplacements inter-sismiques résultant de la déformation élastique de la croûte par l'accumulation régulière des contraintes tectoniques. De manière similaire au cas de déplacements limités dans le temps, l'incertitude sur le déplacement peut être améliorée par une moyenne d'interférogrammes indépendants mais, cette fois, pondérée par l'intervalle temporel des interférogrammes. On obtient alors une vitesse moyenne de déplacement [Lyons et Sandwell 2003]. Emardson et Simons [2003], analyse l'incertitude espérée sur le déplacement en fonction du nombre d'images disponibles. Ils partent du fait que les effets troposphériques sont la principale source d'erreur dans les interférogrammes et ainsi utilisent les caractéristiques des perturbations atmosphériques pour leur analyse. Par exemple, ils montrent qu'avec un angle d'incidence de 30° et une fréquence d'acquisition du satellite de 7 jours, la détection d'un taux de déformation de 1 mm par an sur une distance de 10 km (typique des déformations inter-sismiques) nécessiterait environ 2,2 ans d'observation continue.

- Cas d'une déformation non régulière dans le temps

Une déformation qui n'est pas régulière dans le temps représente le cas le plus général. Il n'est alors possible d'obtenir des informations que sur les déplacements cumulés ayant eu lieu entre les différentes dates d'acquisition successives. Pour étudier l'évolution de ces déplacements cumulés au cours du temps à partir d'une date d'acquisition donnée, il faut prendre en compte les interférogrammes formés avec l'image correspondant à cette date et les différentes images qui lui succèdent.

Cependant, souvent, plus l'intervalle de temps augmente et plus la décorrélation temporelle est forte, jusqu'à rendre l'interférogramme illisible (voir Figure 25). Un problème

similaire se pose lorsque la base d'un interférogramme est trop grande, provoquant une décorrélation spatiale trop importante.

Pour améliorer l'information fournie par ces interférogrammes très bruités, il est possible de reconstituer un interférogramme équivalent mais de meilleure qualité à partir d'interférogrammes à plus court intervalle de temps ou avec des bases plus petites. Pour cela, on utilise le processus suivant, décrit ici pour trois images A, B et C. Avec ces images, il est possible de réaliser trois couples : AB, AC et BC. Pour le déplacement, on peut écrire que la somme des interférogrammes AB et BC donne un interférogramme équivalent à AC. Ceci est également vrai pour les erreurs topographiques et orbitales ainsi que pour les erreurs atmosphériques. Par contre, concernant les erreurs de décorrélation temporelle ou spatiale, ce n'est plus le cas. Ainsi en additionnant deux images AB et BC où la décorrélation est faible, on peut obtenir un pseudo-interférogramme AC où la décorrélation est plus faible que dans le véritable interférogramme.

Toutefois, il faut noter que la somme des deux interférogrammes contient un bruit plus important que celui présent dans AB ou BC. Si on effectue la somme sur des interférogrammes non déroulés, lorsque le gradient de franges et/ou le bruit de l'interférogramme résultant deviennent trop grands, l'interférogramme peut devenir illisible [Massonnet *et al.* 1996c]. Ce phénomène rend l'opération inutile. Le déroulement des interférogrammes peut alors s'avérer utile. Dans le cas d'une évolution continue de la déformation, les interférogrammes à long terme peuvent être difficiles à dérouler, en partie à cause du gradient de déplacement qui devient progressivement de plus en plus grand. Il est alors possible de soustraire une partie de ce déplacement à partir d'interférogrammes à court terme afin de faciliter le déroulement, puis une fois celui-ci effectué, de rajouter ce déplacement soustrait.

Il est possible de généraliser cette approche en tenant compte de tous les interférogrammes déroulés d'une série. La méthode consiste à effectuer un ajustement au sens des moindres carrés des interférogrammes en utilisant l'ensemble des combinaisons linéaires indépendantes qui relient ces interférogrammes. Usai [2001; 2003] propose la formulation suivante (voir aussi Berardino *et al.* pour une autre formulation [Berardino *et al.* 2002]) :

Les données en entrée de l'ajustement sont de type $y = [I_1, \dots, I_n]$, c'est-à-dire l'ensemble des n interférogrammes déroulés et ayant un même point de référence, formés à partir d'images SAR acquises aux dates $x = [d_1, \dots, d_m]$. Le jour d_1 , correspondant à l'image

la plus ancienne, est pris comme date de référence de la déformation. Les déplacements d aux autres dates relativement à la référence sont donnés par les solutions du problème suivant :

$$y = Ax \quad (\text{éq. 26})$$

A est une matrice dans laquelle chaque ligne correspond à un interférogramme et chaque colonne à une date. Par exemple, pour 4 images A, B, C et D donnant 6 interférogrammes, l'ajustement permet de trouver les déplacements d_B , d_C et d_D relativement à d_A , mis à zéro car pris comme référence :

$$y = \begin{matrix} AA \\ AB \\ AC \\ AD \\ BC \\ BD \end{matrix} \quad x = \begin{matrix} dA \\ dB \\ dC \\ dD \end{matrix} \quad A = \begin{vmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ -1 & 1 & 0 & 0 \\ -1 & 0 & 1 & 0 \\ -1 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & -1 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 & 1 \end{vmatrix}$$

A priori, tous les interférogrammes ont le même poids dans cette compensation temporelle, cependant, il est possible de pondérer les interférogrammes en fonction de leur qualité [Beauducel *et al.* 2000]. La solution dans le cas d'un ajustement non pondéré est donnée par :

$$\hat{x} = (A^t A)^{-1} A^t y \quad (\text{éq. 27})$$

L'intérêt de cette méthode est de fournir l'évolution du déplacement par date en tenant compte de l'ensemble des interférogrammes disponibles et d'en fournir une incertitude statistique. Cependant, les perturbations atmosphériques, orbitales et topographiques sont conservées au cours de l'ajustement, car elles se combinent aussi linéairement. L'ajustement ne permet de réduire que les erreurs de décorrélation, de déroulement ou de filtrage. On peut donc considérer d_B , d_C et d_D comme des interférogrammes AB, AC et AD ajustés où une partie des erreurs aura été réduite. On remarquera que, puisqu'il est possible de combiner linéairement les interférogrammes, N images ne fournissent en fait que N-1 interférogrammes linéairement indépendants qui constituent les observations en entrée du problème. Or, puisque la position du sol, les effets atmosphériques et les erreurs orbitales sont liés à une image SAR, ces inconnues ne peuvent être retrouvées pour toutes les images. Il faut donc soit faire une hypothèse sur leur valeur dans une des images, soit les exprimer par rapport à une image de référence où leur valeur reste inconnue.

b) Estimation individuelle des perturbations

Dans cette partie, chaque type de perturbation est analysé individuellement à partir de ses caractéristiques spatiales et temporelles, en vue de son estimation et de son éventuelle élimination dans une série d'interférogrammes.

- Le bruit de décorrélation

La décorrélation correspond à un bruit à haute fréquence qui n'est ni corrélé spatialement ni temporellement. La disponibilité de plusieurs interférogrammes permet d'améliorer l'information donnée par la cohérence sur un seul interférogramme (voir §I.C.1.b).

La cohérence fournit une évaluation de l'homogénéité spatiale d'un interférogramme sur une fenêtre donnée. Pour utiliser la dimension temporelle offerte par une série d'interférogrammes, une première possibilité consiste à déterminer les pixels pour lesquels la cohérence est toujours en dessous d'un certain seuil dans l'ensemble de la série. Cette approche est parfois appelée méthode du masque de cohérence. Ainsi, il est possible de sélectionner les pixels qui restent stables, c'est-à-dire ceux où la décorrélation reste faible quelle que soit la base ou l'intervalle temporel du couple. Ces pixels seront évidemment à privilégier pour mesurer le déplacement [e.g. Beauducel *et al.* 2000]. Toutefois, cette estimation est toujours faite sur une fenêtre de pixels et non pas en un pixel.

Une autre approche consiste à analyser la stabilité de la différence de $\Delta\phi$ entre deux pixels sur l'ensemble de la série. Il faut considérer deux pixels suffisamment proches pour que leur différence de phase interférométrique ne soit pas affectée par les variations à plus grande longueur d'onde tel que le déplacement ou l'atmosphère. Si les deux pixels sont stables, alors la variabilité de la différence de $\Delta\phi$ sera faible. L'exploration des couples de pixels possibles peut se faire de façon systématique. Une approche supervisée permet de réduire cette exploration. Usai a proposé de sélectionner des groupes de pixels dont la cohérence est forte ("highly coherent features") telles que des bâtiments ou une route, pour ensuite analyser la variabilité de la phase entre chacun des pixels du groupe et la moyenne de la phase interférométrique du groupe [Usai 2001]. Toutefois, cette méthode non systématique, initialement basée sur la cohérence d'une fenêtre, peut laisser de côté un pixel stable isolé. Sur une grande série d'images, l'analyse de la variabilité de la phase peut permettre une estimation fine de l'incertitude liée à la décorrélation. Nous verrons ci-dessous

(§I.C.2.c) que la stabilité temporelle de l'amplitude, et non plus de la phase, peut aussi être utilisée pour identifier les pixels les plus stables.

- Estimation des effets atmosphériques

Les perturbations atmosphériques sont spatialement corrélées mais temporellement décorrelées à un jour d'intervalle ou plus. Un jour est actuellement l'intervalle de temps le plus court disponible pour le type d'interférogrammes que nous envisageons ici (à l'exception des couples combinant les données des satellites ERS et ENVISAT).

Pour identifier des perturbations atmosphériques à partir de plusieurs interférogrammes et pouvoir les attribuer à une image SAR, l'approche la plus simple se fait par une analyse visuelle des interférogrammes, en utilisant le principe que les perturbations atmosphériques sont transitoires et varient dans l'espace ("Pair-Wise logic" [Massonnet et Feigl 1995b]). Afin d'automatiser la méthode, Sarti *et al.* [1999] proposent une méthode pour isoler les perturbations basées sur la corrélation d'un triplet d'interférogrammes (AB, BC et AC) en utilisant plusieurs tailles de fenêtre de corrélation. Cette méthode de corrélation (à plusieurs échelles) a été reprise par Fruneau *et al.* [Fruneau et Sarti 2000a; Fruneau et Sarti 2000b], pour détecter des zones de déformation. Pour cela, la corrélation se fait, cette fois-ci sur des interférogrammes indépendants et part du principe que les zones de déformation sont spatialement fixes et présentent une bonne corrélation alors que l'atmosphère est changeante. L'intérêt de la méthode est qu'elle ne nécessite pas beaucoup d'interférogrammes.

Pour s'attaquer, de manière plus spécifique aux perturbations liées à une atmosphère stratifiée, la corrélation entre ces perturbations et la topographie peut être utilisée [Beauducel *et al.* 2000; Chaabane *et al.* 2003; Remy *et al.* 2003].

D'une manière générale, l'estimation des perturbations atmosphériques exige toujours d'avoir une connaissance a priori sur les déplacements que l'on cherche à observer. Dans une série d'interférogrammes, les contraintes que l'on peut fournir sur la signature du phénomène seront beaucoup plus nombreuses que dans un seul interférogramme, et permettront de mieux discriminer les déplacements de ces perturbations. Le travail de Beauducel *et al.* [2000] sur la déformation de l'Etna est un exemple intéressant de l'utilisation d'un modèle de déformation *a priori* pour dissocier les perturbations atmosphériques et le déplacement.

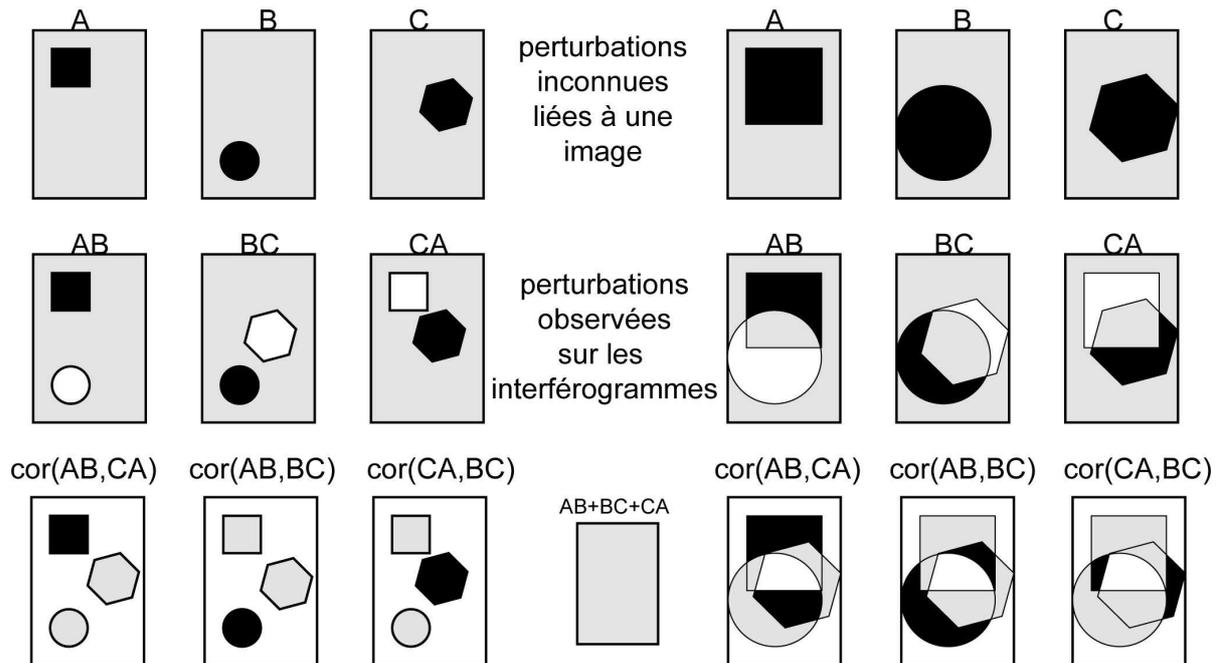


Figure 29 : principe de l'identification de perturbations atmosphériques liées à une images SAR.

- **A gauche** : la corrélation de deux interférogrammes partageant une même image où une perturbation atmosphérique existe (en noir) permet de détecter cette dernière
- **A droite** : lorsque les perturbations se superposent dans l'interférogramme, l'identification devient plus délicate.

• Estimation des erreurs topographiques

Le principe de cette estimation est d'arriver à mettre en évidence une relation linéaire entre les bases des interférogrammes et les différences de phase interférométrique entre deux pixels dont on connaît l'altitude. Cette relation doit suivre l'équation donnée par l'altitude d'ambiguïté H_a (voir éq. 13). Dans ce cas, il est possible de connaître l'erreur d'altitude relative sur ces deux pixels. Si l'on effectue cette opération à partir d'un pixel dont on connaît précisément l'altitude, on peut alors corriger les interférogrammes.

En pratique, cela n'est possible que si toutes les autres composantes de la phase interférométrique sont suffisamment faibles, ce qui implique que l'on travaille sur des pixels très proches et que la décorrélation soit faible. De plus, il faut que le nombre et la dispersion des bases soit suffisamment grands sur la série pour établir avec précision l'erreur. Or, les grandes bases ont pour effet d'augmenter beaucoup le bruit de décorrélation. Ceci n'est donc

possible que sur les pixels ayant une grande stabilité de la phase, comme nous le verrons ultérieurement.

Lorsque la topographie est mal connue et qu'un interférogramme où l'on cherche à étudier le déplacement a une base trop grande, créant des franges topographiques parasites, il est possible de soustraire ces erreurs topographiques à partir d'un autre interférogramme où ce même type d'erreur apparaît. Pour cela il faut effectuer une combinaison entière des deux interférogrammes en fonction de leur baseline. Ceci peut permettre d'obtenir un interférogramme simulant une base beaucoup plus petite sans avoir à utiliser l'opération souvent délicate du déroulement [Massonnet *et al.* 1996c].

- Estimation des effets orbitaux

L'estimation et la correction des erreurs orbitales peuvent aussi être améliorées grâce à une série d'interférogrammes. Il est possible de déterminer la part de l'erreur orbitale pour chaque orbite par rapport à une orbite de référence [Kohlhase *et al.* 2003]. Cette application est limitée par la nécessité d'une bonne cohérence des interférogrammes employés.

c) Approches intégrées : discrimination et séparation des différentes composantes pour isoler le déplacement

- Présentation

L'approche séparée, perturbation par perturbation, n'est souvent pas possible car les perturbations se superposent dans chacun des interférogrammes. De plus, elle nécessite souvent un déroulement préalable des interférogrammes, ce qui pose des problèmes dans le cas d'une grande base du couple ou d'un interférogramme à long terme. Ces différents problèmes étant intimement liés, certaines méthodes proposent de les aborder dans une approche plus globale. Nous résumons ici la méthode dite des "Permanent Scatterers" (PS) [Ferretti *et al.* 1999b; 2000b; 2001; Colesanti *et al.* 2003a] qui a été la première à être développée et qui a fait l'objet de nombreuses validations à partir de différents satellites [Colesanti *et al.* 2000; Ferretti *et al.* 2000a; Ferretti *et al.* 2000c; Colesanti *et al.* 2003c]. Depuis, d'autres variantes ont été développées ou sont en cours de développement [e.g. Bovenga *et al.* 2003; Fornaro *et al.* 2003; Kampes et Adam 2003; Mallorqui *et al.* 2003; Meyer 2003; Werner *et al.* 2003].

- La technique des "Permanent Scatterers" (PS)

La technique permet de séparer les composantes de déplacement, d'atmosphère et d'orbite (de façon indistincte), d'erreur de topographie et de bruit résiduel, à partir d'un système linéaire d'équations résolu de façon itérative. Son intérêt est qu'elle peut s'appliquer sur des interférogrammes à long terme et avec une grande base. Pour cela, la méthode s'appuie sur des cellules de résolution ayant une grande stabilité dans leur réponse, ce qui implique qu'elles aient une faible décorrélation quel que soit l'interférogramme. Ces "Permanent Scatterers" correspondent souvent au cas où un réflecteur ayant une petite surface domine largement dans la réponse de la cellule de résolution. Dans ce cas, l'amplitude du pixel est également stable (voir Figure 11) car moins affectée par le phénomène de "speckle". Une première détermination des pixels qui seront utilisés se fait donc sur ce critère, en retenant les pixels dont l'amplitude est stable sur une série d'images SAR [Ferretti *et al.* 2001].

L'étape suivante est la formation des interférogrammes différentiels : à partir de N images SAR (généralement 20 à 30 images) N-1 interférogrammes (linéairement indépendants) ayant tous la même image maîtresse sont produits. En chaque pixel d'un interférogramme, la phase interférométrique est exprimée de la façon suivante :

$$\Delta\varphi = K_1 \cdot B_{perp} \cdot \varepsilon_{MNT} + K_2 \cdot T \cdot v + res \quad (\text{éq. 28})$$

avec K_1 et K_2 des constantes, T l'intervalle de temps de l'interférogramme, v la vitesse moyenne du point en direction du radar, et res le résidu comprenant le bruit, les effets atmosphériques et le déplacement (non linéaire) du point non pris en compte par le terme $T \cdot v$. Les inconnues sont ε_{MNT} , v et res ; ε_{MNT} et v étant identiques pour tous les interférogrammes. L'ensemble des interférogrammes fournit pour chaque pixel un système de N-1 équations. Mais ce système ne peut être résolu directement car il n'est pas linéaire à cause de l'ambiguïté de la phase.

Il est donc nécessaire de dérouler la phase. Cela s'effectue sur la grille (irrégulière) formée par les pixels préalablement sélectionnés en prenant un pixel comme référence. Si l'on considère la différence de $\Delta\varphi$ entre deux pixels proches de cette grille :

$$\Delta(\Delta\varphi) = \Delta(K_1 \cdot B_{perp} \cdot \varepsilon_{MNT}) + \Delta(K_2 \cdot T \cdot v) + \Delta(res) \quad (\text{éq. 29})$$

Le déroulement n'est possible que si $\Delta(res)$ est suffisamment faible. Ceci explique la nécessité de sélectionner des pixels peu affectés par la décorrélation et que la densité des

"Permanent Scatterers" soit suffisamment grande pour que la différence d'effet atmosphérique et de déplacements résiduels soit faible entre deux PS proches. Si cette condition est réalisée, la détermination de $\Delta\varepsilon_{MNT}$ et Δv est possible directement à partir de l'ensemble des interférogrammes non déroulés et l'on peut ensuite effectuer le déroulement, même sur les interférogrammes à long terme et ayant de grandes bases.

Une fois le déroulement effectué, le système d'équations devient linéaire et peut être résolu. Une première estimation de la vitesse v et de ε_{MNT} est alors obtenue pour chacun des PS. Ensuite, il devient possible d'analyser la partie résiduelle de la phase. Le but est de séparer, d'un côté, les effets conjugués de l'atmosphère et des erreurs orbitales et, d'un autre côté, la part non-linéaire du déplacement. Pour cela, les caractéristiques spatio-temporelles de ces phénomènes sont mises à contribution.

Les résidus de phase, atmosphérique et orbitaux, sont supposés être décorrélés temporellement et avoir spatialement des variations relativement douces. Pour les déplacements résiduels, on suppose a priori que les déplacements sont corrélés dans le temps et dans l'espace. En conservant les hautes fréquences temporelles sur les résidus, puis en les lissant spatialement, on obtient alors une estimation des effets atmosphériques et orbitaux pour chaque interférogramme (appelée Atmospheric Phase Screen, ou APS). Les basses fréquences temporelles fournissent une estimation des déplacements non linéaires.

L'APS d'un interférogramme correspond à la somme de l'APS de chaque image du couple. Puisque les interférogrammes utilisés contiennent tous la même image maîtresse, la moyenne des APS donne une estimation de l'APS lié uniquement à l'image maîtresse. Puis, par soustraction de l'APS de l'image maîtresse de l'APS des interférogrammes, l'APS de chaque image peut être obtenue. Toutefois, Sabater et al [Sabater *et al.* 2003] notent que les caractéristiques spectrales des APS, obtenues à partir d'une série d'images sur la ville de Berlin, présentent des différences avec celles de l'atmosphère, estimées par Hanssen [Hanssen 2001].

A partir de toutes les informations obtenues, il est possible d'affiner les résultats en corrigeant les interférogrammes de l'APS. L'estimation conjointe des déplacements et de l'erreur topographique se fait alors directement pixel à pixel et non plus en étudiant la différence entre deux pixels. L'identification de "Permanent Scatterers" supplémentaires est aussi rendue possible en étudiant cette fois la stabilité de la phase.

Au terme du processus, on obtient, pour chaque PS, son déplacement en fonction du temps par rapport à un point de référence. Ce déplacement est fourni avec une estimation

statistique de sa précision, qui est de l'ordre de quelques millimètres, voir du millimètre [Colesanti *et al.* 2003a].

Une telle précision appelle quelques remarques concernant les limites de la méthode. Tout d'abord, les auteurs de la technique indiquent qu'elle exige un grand nombre d'images (typiquement 20-30) qui soient bien réparties temporellement (mais ne précisent pas comment les résultats se dégradent si le nombre d'images est plus faible). D'autre part, la densité de "permanent scatterers" doit être supérieure à 4-5 par kilomètre carré. La précision du déplacement se dégrade au fur et à mesure que l'on s'éloigne du point pris comme référence [Colesanti *et al.* 2003b]. Concernant le type de déformation, la méthode n'est pas optimale pour étudier les faibles déformations à grande longueur d'onde et se satisfait mieux des déformations localisées. La méthode, telle que nous l'avons décrite, est difficilement applicable à la mesure des déplacements cosismiques car la notion de vitesse moyenne de déplacement sur l'ensemble de la série d'images est mal adaptée. Cependant, une adaptation de la méthode à ce cas spécifique, utilisant les "Permanents Scatterers", peut être envisagée.

Une autre contrepartie de la grande précision obtenue est une moins grande représentativité du déplacement échantillonné et ceci à deux échelles : les déplacements sont donnés seulement pour quelques pixels de l'image et, de plus, ces déplacements ne concernent qu'une petite partie de la cellule de résolution. En effet, les "permanent scatterers" sont peu affectés par la décorrélation car ils sont relativement ponctuels à l'échelle de la cellule. D'une manière plus générale, ceci illustre la difficulté de concilier une très grande précision sur le déplacement et la couverture spatiale.

D. Résumé des caractéristiques de la technique

La principale quantité observée en interférométrie radar différentielle correspond à la mesure d'une double différence de phase, spatiale et temporelle. La première différence (temporelle), $\Delta\phi$, s'effectue entre la phase de deux images SAR. Cette différence n'est pas directement utilisable en terme de déplacement, à cause notamment de l'ambiguïté de la phase, de l'incertitude sur les orbites et des effets atmosphériques à grande longueur d'onde. Pour résoudre ce problème, une deuxième différence (spatiale), $\Delta(\Delta\phi)$, est réalisée, cette fois entre deux pixels d'un interférogramme. La mesure devient relative.

Dans la quantité $\Delta(\Delta\phi)$, différentes couches d'information sont présentes : (1) les déplacements finis du sol ; (2) la géométrie de prise de vue du couple (position du satellite à chaque passage) et le relief ; (3) les changements des états atmosphériques entre les deux instants d'acquisition ; (4) les changements de l'état de la surface observée. Parmi ces différentes informations, ce que certains considèrent comme un signal peut représenter des perturbations pour d'autres. Tout dépend de l'objectif de l'étude. Pour notre propos, la déformation est le signal et les autres composantes sont les perturbations, sources d'incertitude.

De ce point de vue, les points importants à retenir, concernant les caractéristiques de la mesure en terme de déplacement, sont :

- La quantité mesurée est le déplacement vers le radar (DVR), c'est-à-dire la composante du vecteur déplacement réel selon la direction de visée du radar. Des déplacements différents peuvent donner le même DVR : c'est une première ambiguïté de la mesure.
- La mesure du déplacement est connue à un nombre entier de demi-longueurs d'onde près : c'est une deuxième ambiguïté de la mesure.
- Le déplacement vers le radar est donné de façon relative : le DVR d'un point est déterminé par rapport à un autre point présent sur l'interférogramme.
- La mesure du déplacement est entachée d'une imprécision qui a de multiples origines et qui peut être suffisamment grande pour rendre la mesure non significative.

Concernant les limites de la mesure, les points importants à retenir sont :

- L'extension d'un phénomène observable est limitée par la taille de la cellule de résolution de l'interférogramme, qui est celle des images SAR (environ 5x25 m en terrain plat pour

ERS). Cette taille varie fortement selon la pente du terrain, suivant la direction des distances. L'extension maximale est limitée à la zone couverte par le couple d'images SAR utilisé, elle peut être étendue en concaténant plusieurs scènes.

- Selon le relief, la mesure n'est pas accessible en tout point de la zone observée à cause des zones d'ombre, ou bien elle est difficilement interprétable, à cause de l'ambiguïté des zones de renversement.
- L'incertitude sur la mesure du déplacement est variable sur un même interférogramme et peut être suffisamment grande pour rendre la mesure non significative. Une estimation de cette incertitude est donc indispensable. On peut distinguer :
 - L'incertitude liée à l'erreur sur la phase, l'évolution de l'état de surface et à la différence d'angle de visée entre les deux acquisitions (fonction de la base du couple, du relief, et du type de surface). Cela crée un bruit de décorrélation sur l'interférogramme dont la valeur de cohérence donne une première estimation. La nature des cellules de résolution est un facteur important de cette incertitude. Certains pixels particuliers ont une décorrélation toujours faible quel que soit l'interférogramme ("Permanent Scatterers").
 - L'incertitude liée aux erreurs faites lorsque la phase topographique est soustraite de l'interférogramme : les erreurs orbitales (temporellement décorrélées, variant lentement et régulièrement sur l'interférogramme) et les erreurs de MNT (proportionnelles à la base).
 - L'incertitude liée aux changements d'état atmosphérique entre les acquisitions (temporellement décorrélée mais spatialement corrélée).

L'estimation des deux dernières sources d'incertitude est difficile à partir d'un seul interférogramme mais peut être améliorée en utilisant une série d'interférogrammes. La réduction de ces incertitudes est possible suivant plusieurs stratégies qui dépendent du phénomène observé et du nombre d'images disponibles.

- L'opération de déroulement, nécessaire lorsque des sauts de phase sont présents dans l'interférogramme, n'est pas possible lorsque le gradient de la phase interférométrique est trop fort : la variation de la phase doit être inférieure à π entre deux pixels voisins quelle qu'en soit la cause.
- Puisque la mesure du déplacement est relative d'un pixel à l'autre, le gradient des déplacements pose deux autres limites :
 - Il faut que le déplacement d'un pixel par rapport à l'autre soit suffisamment fort pour ne pas être masqué par les incertitudes.
 - Il faut que le déplacement d'un pixel par rapport à l'autre soit suffisamment faible pour permettre l'opération de déroulement. De plus, il faut que la phase interférométrique due au déplacement varie peu à l'intérieur de la cellule de résolution. Car en l'absence de stabilité de la phase dans la cellule, une incertitude, similaire à celle créée par la base, peut être introduite. Ces limites étant liées à la taille d'une cellule de résolution, elles dépendent fortement du relief de la zone observée.

- L'observation de l'évolution temporelle d'un phénomène est limitée par les dates d'acquisition des images SAR disponibles. On a seulement accès aux déplacements finis entre deux dates.

Toutes ces limites introduisent des contraintes sur les phénomènes tectoniques de déformation de la surface que l'on peut observer. La Figure 30 (d'après Massonnet et Feigl [1998]) en illustre quelques-unes.

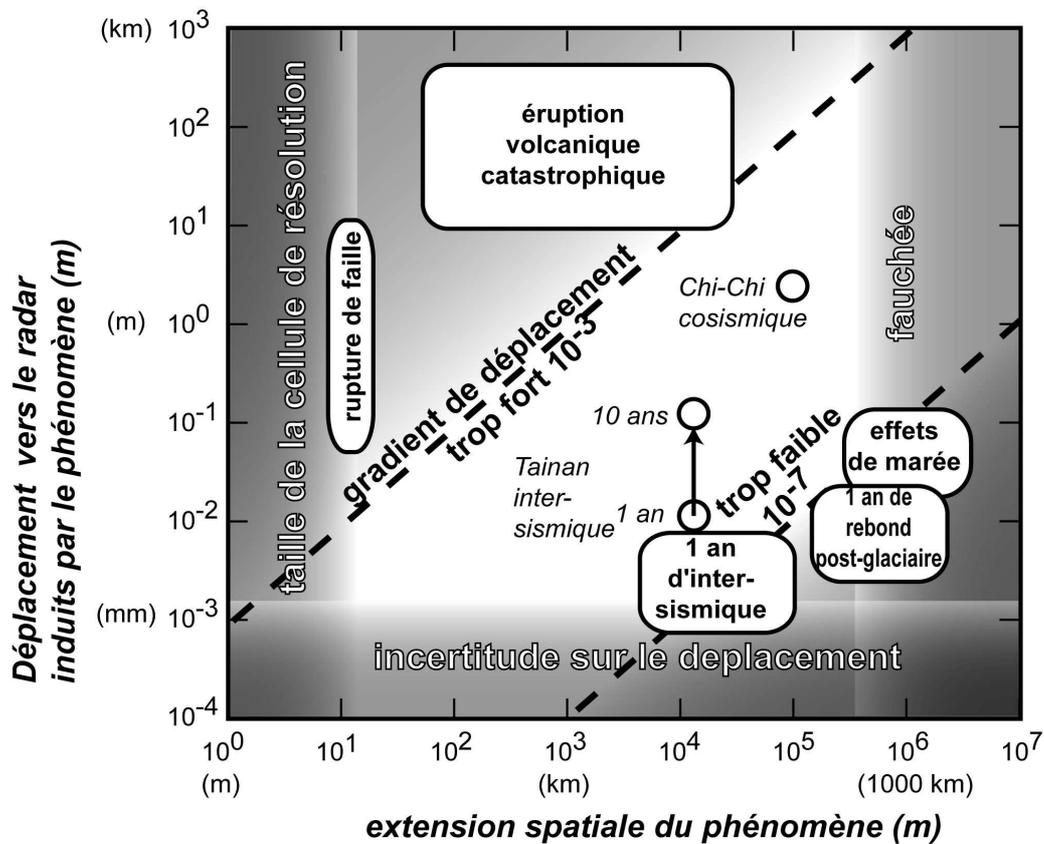


Figure 30 : Limites actuelles du domaine d'application de l'interférométrie différentielle

Limites en fonction de la magnitude du déplacement vers le radar et de l'extension spatiale du phénomène. Les positions de deux phénomènes étudiés lors de cette thèse sont indiquées: le séisme de Chi-Chi et le soulèvement de l'anticlinal de Tainan. (D'après Massonnet et Feigl [1998], modifié)

Chapitre II : Application de l'interférométrie différentielle à la tectonique active de Taiwan

Au chapitre précédent, nous avons vu comment et à quelles conditions l'interférométrie radar différentielle permet la mesure des déplacements de la surface terrestre. Dans ce chapitre, l'objectif est d'examiner quels phénomènes tectoniques, à Taiwan, sont susceptibles d'être étudiés par interférométrie différentielle, et quelles informations peuvent être obtenues pour la connaissance de la tectonique active de l'île.

Pour replacer les déformations tectoniques dans le cadre de l'orogène taiwanais, nous commencerons par présenter la géodynamique récente de l'île, ainsi que les grandes unités morpho-structurales qui la composent. Cette présentation sera brève, car le lecteur peut trouver des descriptions géologiques et géophysiques plus détaillées dans les thèses de Lee J.-C. [1994], Chang Chung-Pai [2001] et Chang T.-Y. [2002], cette dernière pour la sismologie. Ensuite, nous donnerons un aperçu global de la néotectonique de l'île. Les possibilités d'obtenir de nouvelles informations sur la tectonique active, par le biais de l'interférométrie radar, seront ensuite discutées.

L'évaluation du potentiel de l'interférométrie radar différentielle se fait au regard des connaissances actuelles sur la déformation actuelle de Taiwan et des études interférométriques déjà réalisées en d'autres lieux. Les possibilités sont plus ou moins envisageables selon les régions et les données disponibles. Une analyse exhaustive de ces possibilités à Taiwan n'étant pas possible dans le cadre de ce travail, nous présenterons ci-après les choix que nous avons dû adopter concernant les zones d'études, la méthode employée et les données utilisées. Ces études locales s'intéressant à des phénomènes tectoniques caractéristiques seront l'objet des chapitres III et IV.

A. Le contexte géodynamique et structural de Taiwan

1. Le contexte géodynamique

L'île de Taiwan correspond à la partie émergée d'un orogène produit par la collision entre un arc volcanique porté par la plaque Philippines et la marge continentale Chinoise appartenant à la plaque Eurasiatique, depuis au moins 4 millions d'années [Biq 1972; Chai 1972; Bowin *et al.* 1978; Wu 1978; Suppe 1981; Ho 1986]. Cette collision se poursuit aujourd'hui avec une cinématique des plaques assez bien connue par la géodésie [Yu *et al.* 1997; Chamot-Rooke et Le Pichon 1999; Yu *et al.* 1999]. La plaque Philippines se déplace vers le NW par rapport à la plaque Eurasie. A Taiwan, la convergence mesurée par le GPS [Yu *et al.* 1997], entre l'île de Lanshu (au SE de Taiwan) et les îles Penghu (à l'Ouest), est de $81,5 \pm 1,3$ mm/an suivant une direction $N306^\circ \pm 1$ (voir Figure 31). Cette mesure est cohérente avec les estimations données par les modèles cinématiques établis à partir de données géophysiques ou géologiques [Seno 1977; DeMets *et al.* 1990; Seno *et al.* 1993].

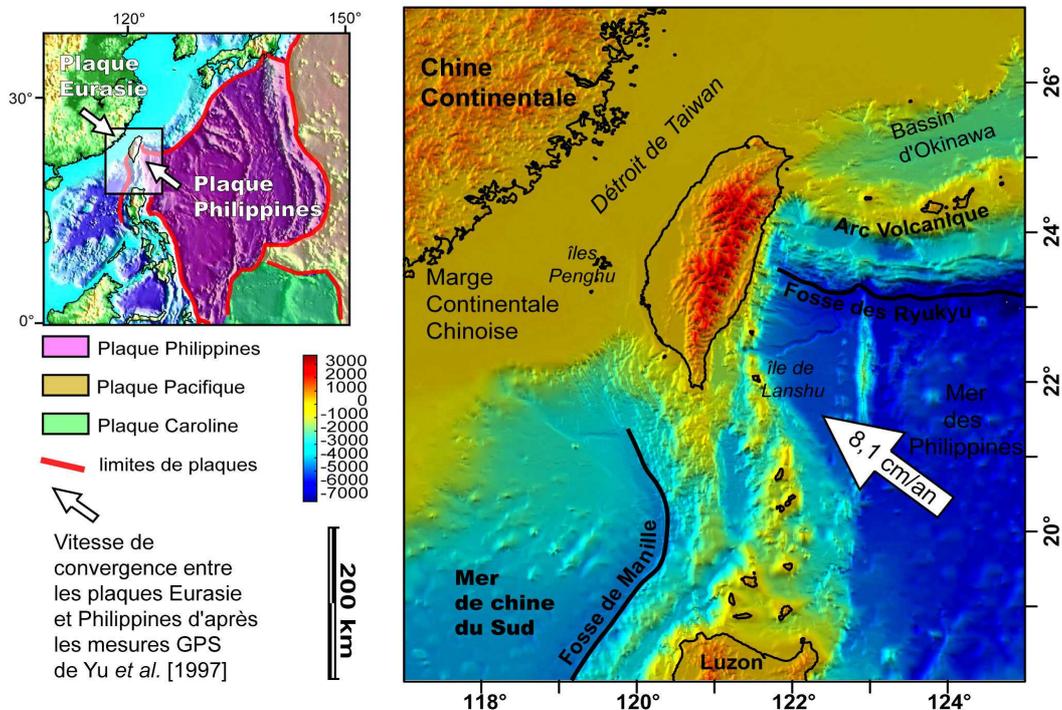


Figure 31 : cadre géodynamique de Taiwan

L'île de Taiwan se situe en frontière de plaques, à la convergence de la plaque Philippines à l'Est et de la plaque Eurasie à l'Ouest. La vitesse de rapprochement des deux plaques est d'environ 8 cm/an.

Au sud de Taiwan, la convergence des plaques s'effectue par la subduction vers l'Est de la croûte océanique de la Mer de Chine du Sud (plaque Eurasie) sous l'arc volcanique de Luçon (plaque Philippines), à la fosse de Manille. Au niveau de la fosse des Ryukyu, à l'Est de l'île, c'est au contraire la plaque Philippines qui subduit sous la plaque Eurasie (voir Figure 32). Cette subduction a conduit à l'émergence de l'arc volcanique des Ryukyu et à l'ouverture du bassin arrière-arc d'Okinawa qui se prolonge à terre au Nord-est de Taiwan [Bowin *et al.* 1978; Letouzey et Kimura 1985; Sibuet *et al.* 1987].

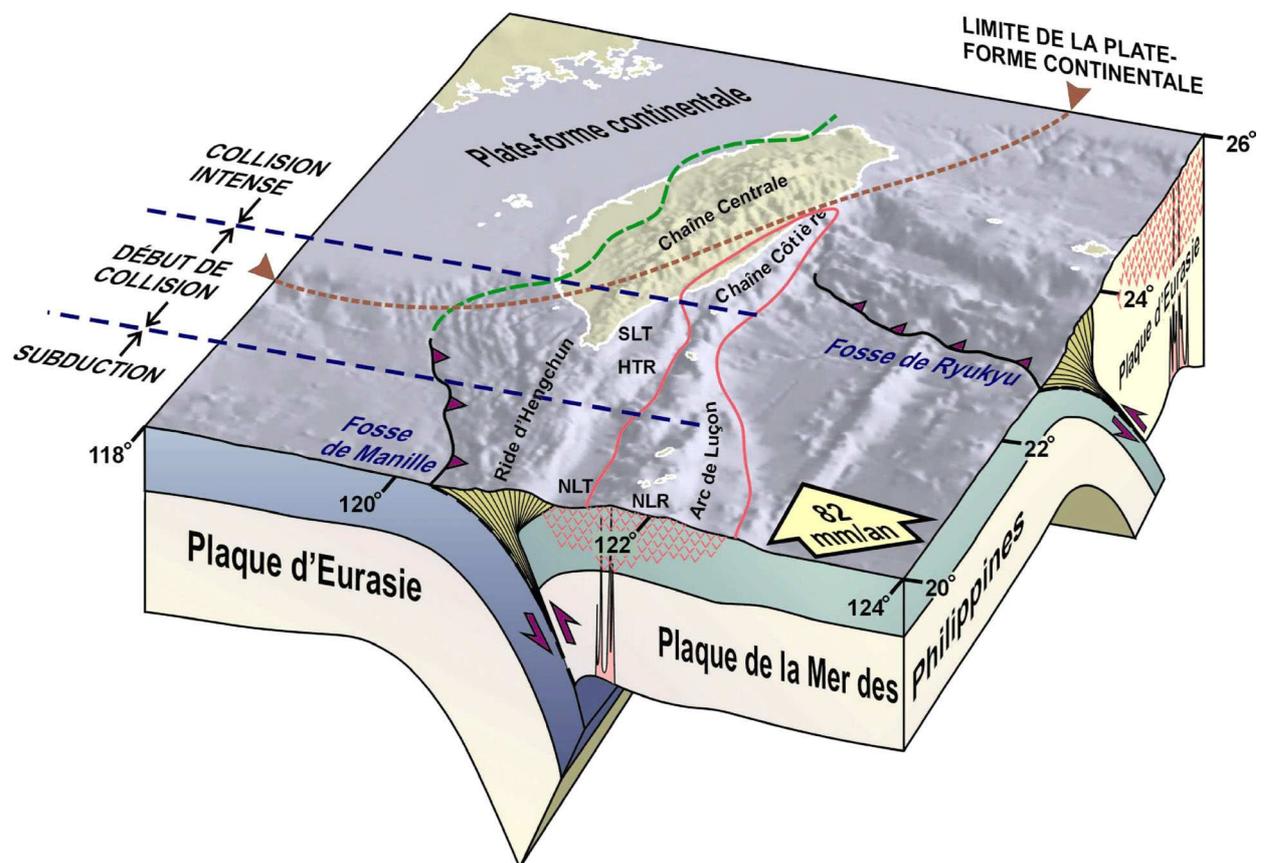


Figure 32 : modèle géodynamique de Taiwan

Trait vert pointillé : localisation du front de déformation affectant la plate-forme eurasiatique, ce front se connecte au sud à la fosse de Manille. Trait rouge plein : arc volcanique de Luçon ancré à la plaque Philippines. La rencontre de cet arc avec la plate-forme continentale eurasiatique est à l'origine de la collision arc-continent créant l'orogène Taiwanais. Trait rouge pointillé : limite de la plate-forme continentale eurasiatique ;

Du fait de son obliquité par rapport à la direction de convergence, la collision progresse vers le sud. Ceci permet d'observer différents stades de la collision : au Sud, à la fosse de Manille, la collision n'a pas encore eu lieu, la partie océanique de la plaque Eurasie subduit sous la plaque Philippines. En remontant vers le Nord, la collision s'intensifie, jusqu'à atteindre un stade mature au Nord de l'île. Voir les explications complémentaires dans le texte. **Figure réalisée par Chang Tsui-Yu pour sa soutenance de Thèse [2002], d'après Chang *et al.* [2000] et Angelier [1986].**

Ces deux subductions opposées se font obliquement par rapport à la direction de convergence NW-SE. La présence de ces deux subductions à vergences opposées, qui se connectent à l'île de Taiwan, est bien documentée, notamment par la sismicité (voir Figure 33), et fait actuellement l'objet d'un large consensus [e.g. Angelier *et al.* 1986; Tsai 1986; Teng 1990; Rau et Wu 1995; Wu *et al.* 1997; Font *et al.* 1999].

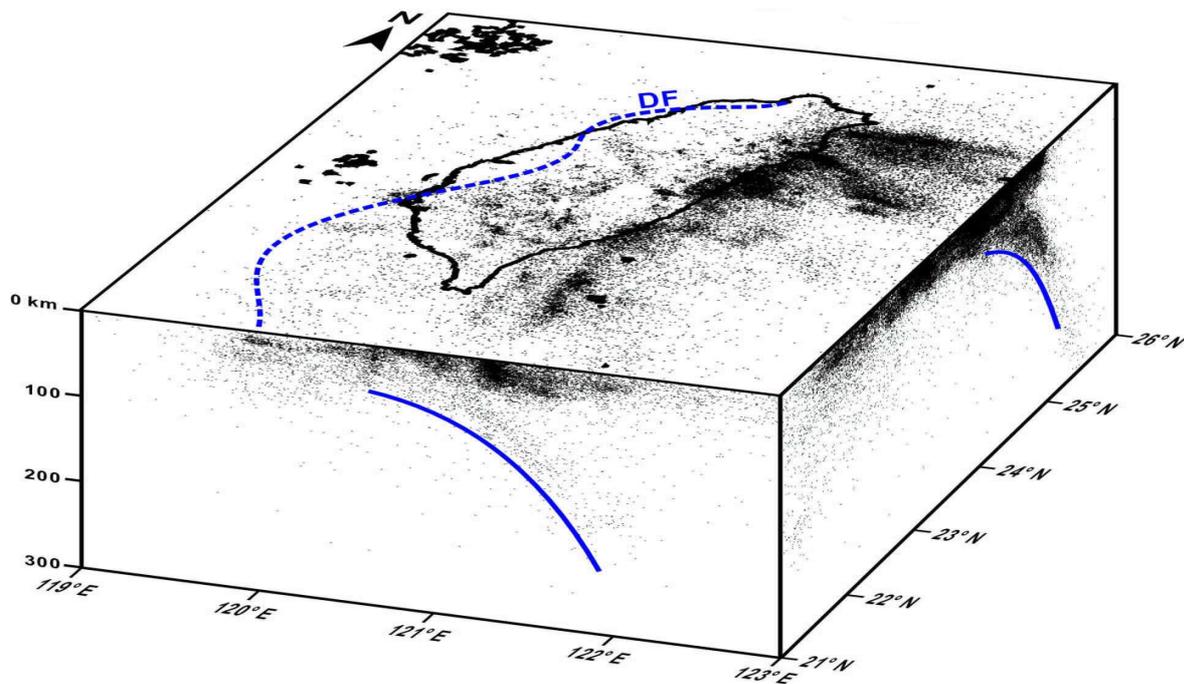


Figure 33 : sismicité de Taiwan

Ce bloc diagramme montre la projection sur 3 plans différents des hypocentres catalogués par le Central Weather Bureau (CWB) pour la période 1973-1998. La sismicité met en évidence les plans de Wadati-Benioff associés aux deux zones de subduction au Sud et au NE de Taiwan (soulignés en trait bleu). La limite du front de déformation est indiquée en trait pointillé bleu. **Figure réalisée par Chang Tsui-Yu pour sa soutenance de Thèse [2002].**

La marge continentale chinoise au SW de Taiwan est orientée N060° alors que l'arc volcanique de Luçon est orienté N016°. De ce fait, il y a une propagation de la collision vers le Sud de l'île. En faisant l'hypothèse que la portion de marge continentale, qui est actuellement incorporée dans l'orogène, avait une orientation N060° similaire avant d'être déformée par la collision, on peut en déduire que la collision a commencé au Nord de Taiwan et s'est propagée progressivement vers le Sud (voir Figure 34). Ainsi, du Nord au Sud de l'île, différents stades de la collision peuvent être observés (voir Figure 32). Cependant le diachronisme de l'initiation de la collision à travers l'île reste discuté [Mouthereau *et al.* 2001b].

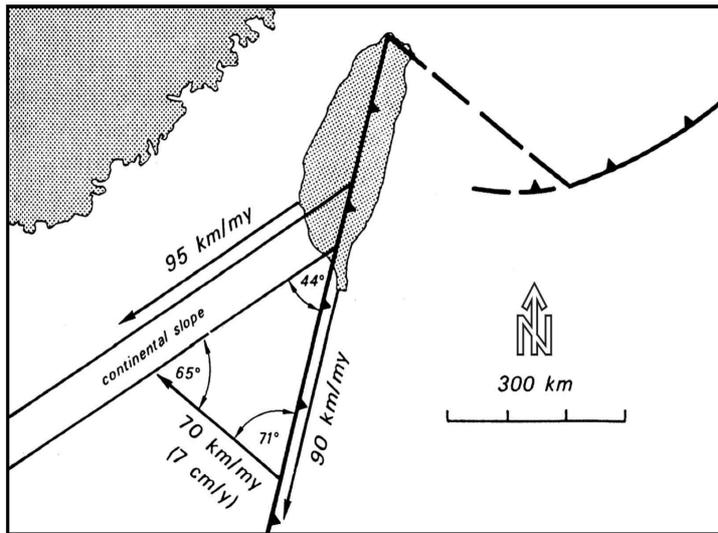


Figure 34 : Evolution cinématique de la collision à Taiwan.

L'angle de 44° entre l'orientation de l'arc volcanique et l'orientation de la marge continentale chinoise implique une propagation de la collision vers le sud. A partir de l'estimation de la vitesse de convergence (ici 7 cm/an selon une direction $N305^\circ$), on peut en déduire la vitesse de propagation de la collision le long de la marge continentale (95 km/Ma) ou le long de l'arc (90 km/Ma). **D'après Suppe [1981].**

La structure lithosphérique actuelle sous l'île de Taiwan, où se produit la collision, est encore sujette à débat et différents modèles coexistent ; c'est également le cas concernant l'évolution géodynamique de la région menant à la collision [Suppe 1981; Pelletier et Stephan 1986; Suppe 1987; Lu et Hsü 1992; Teng 1992; Sibuet et Hsu 1997; Wu *et al.* 1997; Lallemand 2000; Chemenda *et al.* 2001; Lallemand *et al.* 2001a; Carena *et al.* 2002; Malavieille *et al.* 2002; Sibuet *et al.* 2002]. Pour une revue de ces différents modèles, nous renvoyons le lecteur aux thèses de Mouthereau F. [Mouthereau 2000] et Chang C.-P. [Chang 2001] et à plusieurs volumes spéciaux du journal *Tectonophysics* consacrés à ce sujet [Angelier 1986; Angelier 1990; Lallemand *et al.* 2001b]

Concernant la structure lithosphérique actuelle, les points importants en discussion sont la présence et les modalités d'une subduction de la croûte continentale eurasiatique sous la plaque Philippines en continuité avec la subduction s'effectuant à la fosse de Manille, et la jonction entre la subduction de la fosse des Ryukyu et la chaîne de Taiwan. Notons que la présence d'une subduction continentale de la plaque eurasiatique, dans le sillage de la subduction océanique la précédant, est un point qui rassemble la majorité des modèles proposés.

L'évolution géodynamique de la région s'inscrit dans le cadre, plus large, de la tectonique des plaques de l'Asie du Sud-Est au Tertiaire [e.g. Rangin *et al.* 1990; Hall 2002]. Pour ce qui concerne Taiwan, l'évolution est marquée par l'ouverture de la mer de Chine du Sud à l'Eocène-Oligocène structurant la marge passive continentale chinoise qui en constitue la bordure nord [Angelier *et al.* 1990]. La structuration de la marge et la sédimentation qui s'y effectue conditionneront son comportement tectonique lorsqu'elle sera ensuite impliquée dans

la collision [Mouthereau 2000]. La Figure 35 est un exemple de modèle d'évolution géodynamique de Taiwan montrant la situation une fois que la mer de Chine du Sud est mise en place. La présence d'une zone transformante reliant, au Nord, la zone de subduction des Ryukyu et, au Sud, la subduction de la fosse de Manille, permettrait d'expliquer l'inversion de polarité observée actuellement de part et d'autre de Taiwan. La chronologie précise de cette évolution et ses modalités restent encore à préciser (voir par ex. [Lallemand *et al.* 2001a]). L'âge du début de la collision varie suivant les critères utilisés entre 14-12 Ma (bombement flexural d'avant-chaîne [Tensi 2003]) et 2-3 Ma [Malavieille *et al.* 2002].

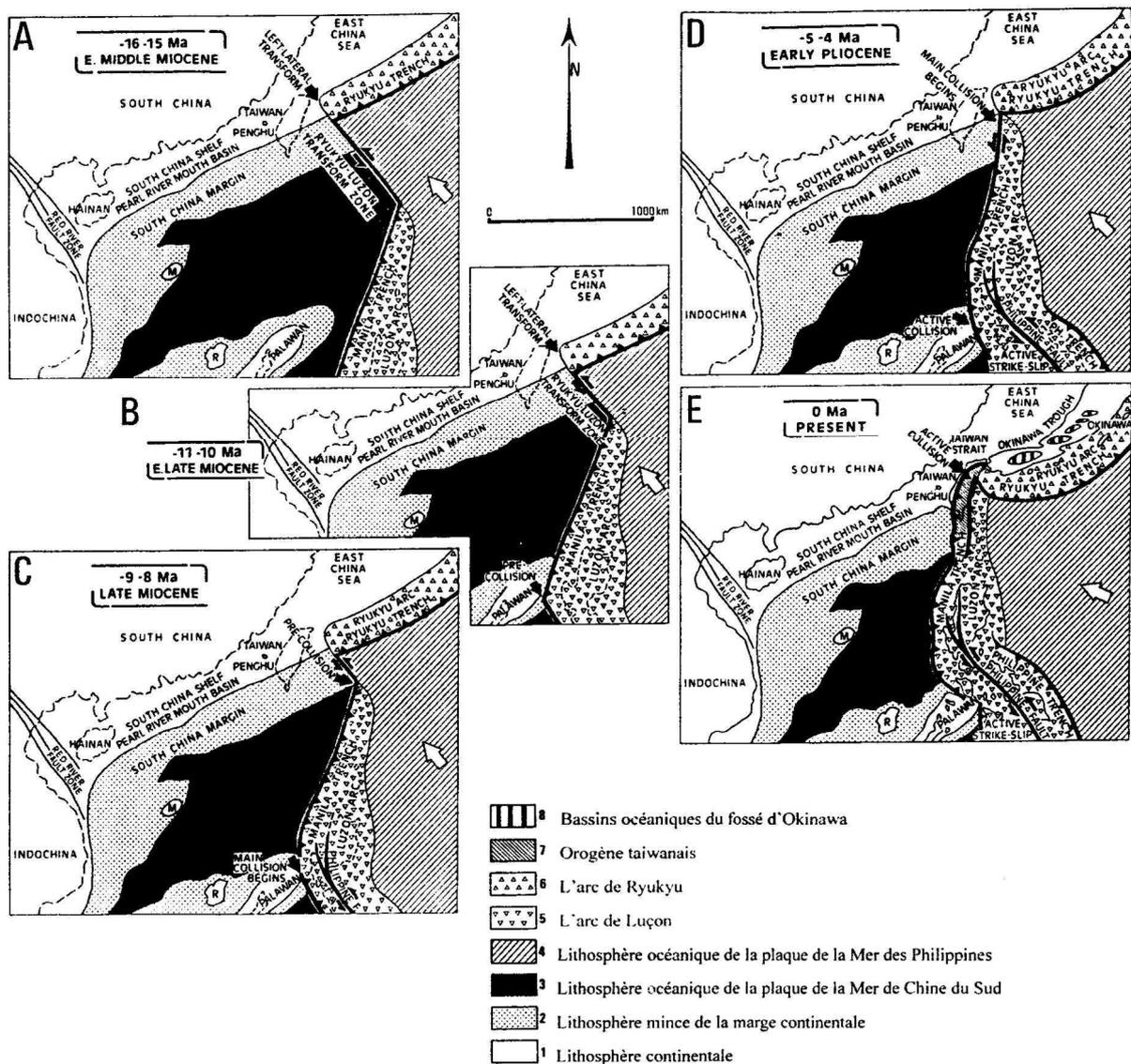


Figure 35 : Modèle d'évolution géodynamique dans la région de Taiwan depuis 16 Ma
Ce modèle, qui débute après l'ouverture de la mer de Chine du Sud, illustre le rôle probable d'une zone transformante Ryukyu-Luçon reliant les deux zones de subduction de vergences opposées. **D'**après Angelier [1990].

2. Description structurale de Taiwan

Taiwan étant le résultat d'une collision entre deux plaques, l'île présente deux grands ensembles d'affinités géologiques différentes [Ho 1986] : la marge eurasiatique à l'Ouest et l'arc volcanique de Luçon à l'Est. La zone de suture entre ces deux grands ensembles se situe dans la Vallée Longitudinale (Figure 36).

Classiquement, L'île de Taiwan peut être divisée en quatre grandes unités morpho-structurales, soit d'Ouest en Est, (1) la plaine côtière qui se prolonge en mer dans le détroit peu profond de Taiwan, (2) les Piedmonts Occidentaux, en anglais "Western Foothills", (3) la Chaîne Centrale et (4) la Chaîne Côtière. Cette organisation est résumée sur la Figure 36 et la carte géologique de Taiwan fournie en annexe A (d'après [Ho 1986]). Les grandes unités sont généralement orientées N020°, parallèlement au grand axe de l'île qui donne la direction structurale marquante de l'orogène. La forme arquée de l'île s'explique bien par l'indentation vers le NW de l'arc volcanique dans la marge continentale Eurasiatique [Lu et Malavieille 1994]. Morphologiquement, le front occidental de la chaîne est large de 80 à 100 km, composé de la Chaîne Centrale, des piedmonts et de la plaine côtière, incisés par des rivières dirigées vers le détroit de Taiwan. Ce large front contraste avec la façade orientale de la chaîne assez escarpée (voir Figure 44 et Annexe D).

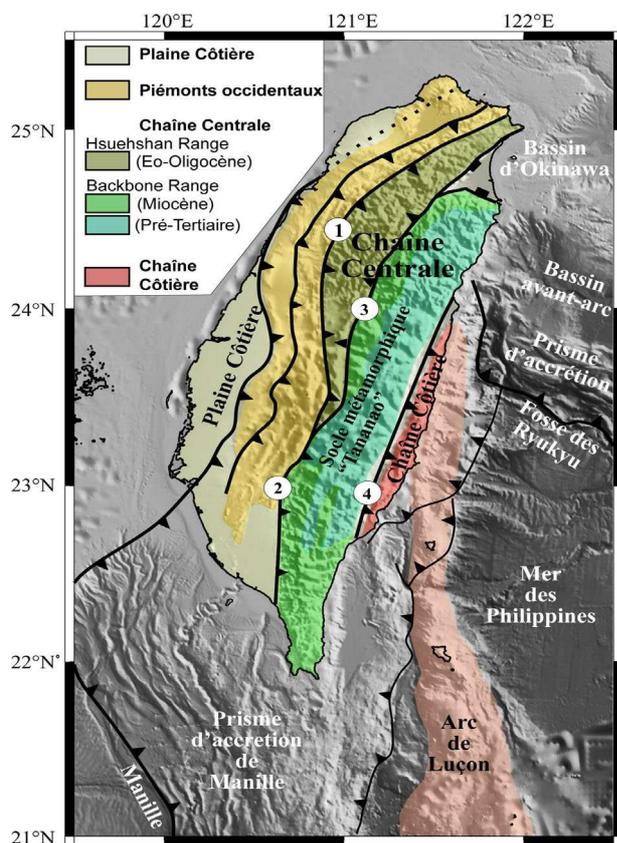


Figure 36 : Les grandes unités structurales de Taiwan.

D'Ouest en Est quatre grandes unités peuvent se distinguer : la Plaine Côtière, les Piedmonts Occidentaux, la Chaîne Centrale, et la Chaîne Côtière. La Chaîne Centrale peut se décomposer en trois ensembles : la "Hsuehshan Range" et le "Backbone Range" où l'on différencie le socle métamorphique pré-Miocène (complexe de Tananao) des terrains miocènes. De grandes structures limitent ces grands ensembles : les chevauchements de Chuchih (1) et de Chaochou (2) qui séparent la Chaîne Centrale des Piedmonts Occidentaux, le rétrochevauchement de Lishan (3), et la faille de la Vallée Longitudinale (4) qui correspond à une zone de suture entre la marge et l'arc volcanique.

D'après Mouthereau [2000]

Pour détailler ces différentes unités, nous commencerons par étudier la transition entre la marge, non impliquée dans la collision, et la zone de piedmonts où la déformation est clairement exprimée sous la forme de rampe et de chevauchement à vergence Ouest. Puis, nous traiterons plus rapidement de la Chaîne Centrale qui, bien que couvrant plus de la moitié de l'île, est nettement moins bien documentée. Ensuite, les zones de la Vallée Longitudinale et de la Chaîne côtière seront abordées.

a) De la plaine côtière aux collines de piedmont

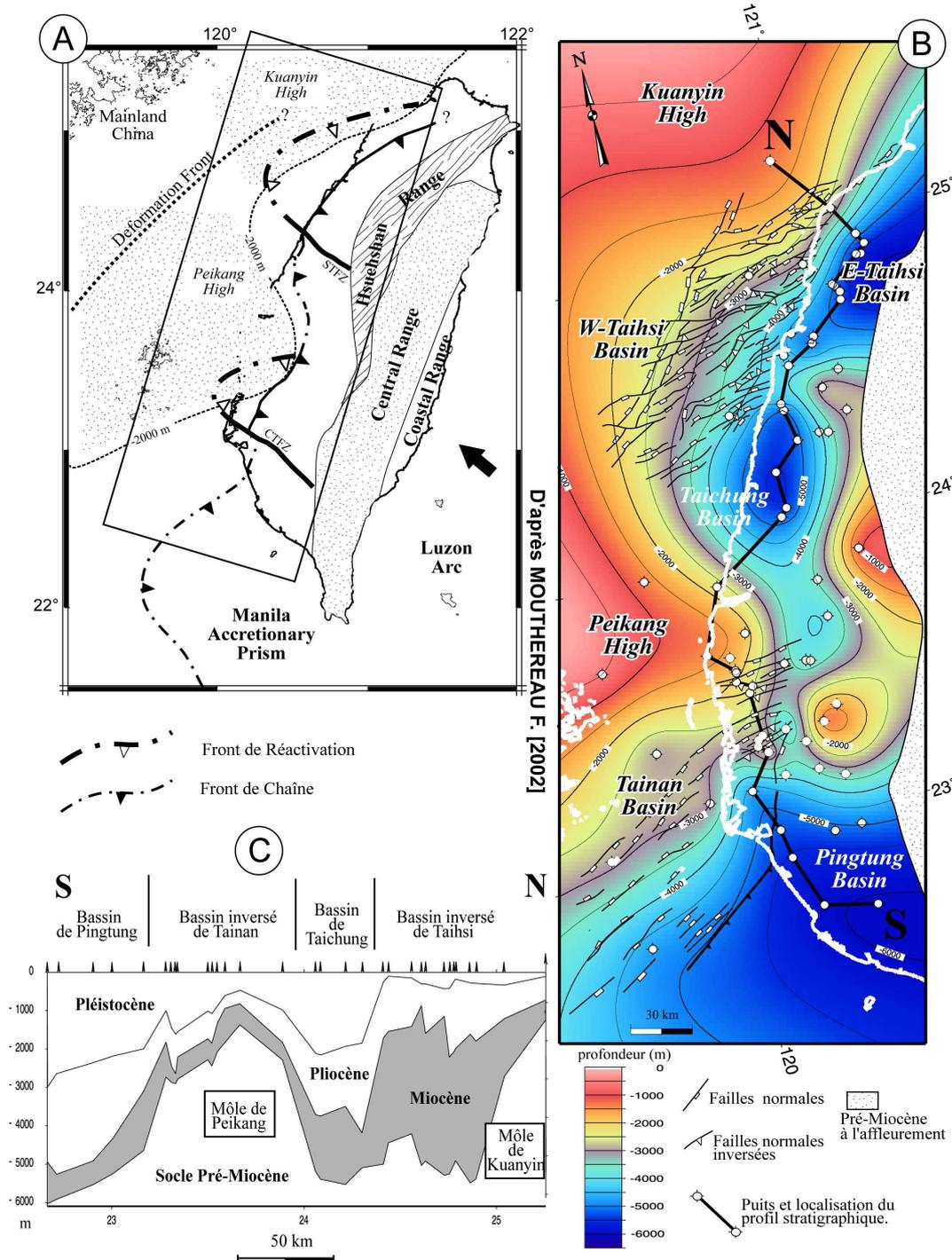
Du point de vue géologique, c'est certainement la partie la mieux documentée de Taiwan car elle a fait l'objet de nombreux profils sismiques et de forages (notamment par la Chinese Petroleum Corporation pour l'exploration des gisements de pétrole et de gaz). En particulier, d'excellentes cartes géologiques ont été réalisées [e.g. Chinese Petroleum Corporation 1971; 1982a; 1982b]. Cette zone de chaîne d'avant-pays constitue la bordure occidentale de l'île et présente une forme arquée vers l'Ouest. La déformation de cette zone est caractérisée par le passage d'une marge continentale (non impliquée dans la collision) à la Chaîne Centrale où la marge, incorporée dans l'orogène, est fortement déformée.

A l'Ouest, les premiers indices de déformation dans la marge sont enregistrés en mer dans le détroit de Taiwan [Chang *et al.* 1983; Huang *et al.* 1993; Shen *et al.* 1996]. Les profils sismiques et les forages mettent en évidence une réactivation de failles normales, orientées N060° à N110°, héritées de l'ouverture Eogène-Oligocène de la Mer de Chine du Sud [Angelier *et al.* 1990]. Ces anciennes failles normales à fort pendage sont réactivées en décrochevements dextres, du fait de l'obliquité de ces structures par rapport à la direction de convergence. La distribution de ces déformations est fortement influencée par les structures héritées de la marge : l'extension Eo-Oligocène a individualisé dans le socle pré-miocène une série de môles et de fossés ("horst & graben"). Ces structures faillées sont responsables des

Figure 37 : Influence de la structuration de la marge chinoise sur l'orogène

A – Carte illustrant les déformations subies par la marge continentale chinoise et causées par la collision. On peut distinguer un front diffus de petites déformations, un front de réactivation caractérisé par l'inversion d'anciennes failles normales de la marge, et un front de chaîne marqué par l'apparition de chevauchements repérables dans la morphologie. La localisation de ces fronts est fortement influencée par la structuration de la marge. **B** - Profondeur du toit du socle pré-Miocène : La marge présente une succession de môles, obstacles à la propagation vers l'Ouest de la collision, et de bassins qui, au contraire, favorisent celle-ci. De nombreuses failles normales héritées parcourent la marge, certaines sont réactivées par la collision. **C** - Profil stratigraphique Nord-Sud illustrant les variations d'épaisseur des couches déposées au Miocène, Pliocène et Pléistocène. **D'après Mouthereau [2002].**

fortes variations d'épaisseur des dépôts sédimentaires d'âge Miocène à Pléistocène sur la marge. Ainsi, on peut distinguer, du Nord au Sud, le môle de Kuanyin, les bassins de Taihsi et Taichung, le môle de Peikang et le bassin de Tainan (voir Figure 37). D'Ouest en Est, le socle est de plus en plus profond, en liaison avec la flexure de la marge consécutive à la collision [Ho 1971]. Cette hétérogénéité de la marge fait que la déformation par réactivation se fait préférentiellement dans les bassins et que les môles de Peikang et de Kuanyin forment des obstacles à la propagation de la collision vers l'Ouest.



Les enregistrements des contraintes tectoniques, par l'ovalisation des puits de forage [Suppe *et al.* 1985], par les mécanismes au foyer, et, sur les îles Penghu, par analyse microtectonique [Angelier *et al.* 1990] montrent également, au large de l'île, l'existence de déformations causées par la collision.

En allant vers l'Est, cette déformation, impliquant le socle par réactivation, va se superposer à un autre style tectonique, en plis, rampes et chevauchements. Ce style tectonique a été bien mis en évidence par les travaux de Suppe [Suppe 1983; 1987]. Il est caractérisé par l'empilement d'écaillés de chevauchement à vergence Ouest, suivant l'orientation générale de la chaîne (voir Figure 38). Ces chevauchements s'enracinent sur des niveaux de décollement dans la couverture. Un niveau de décollement majeur se situe au toit du socle pré-Miocène (décollement basal).

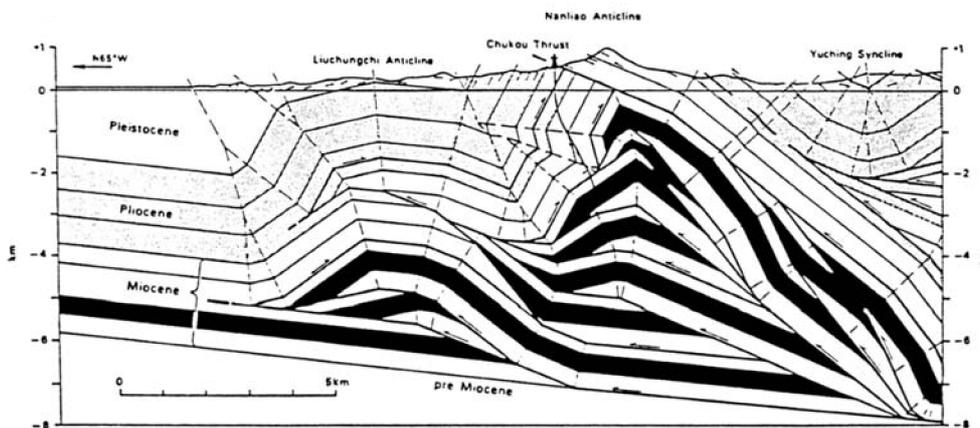


Figure 38 : exemple d'empilement d'écaillés tectoniques liées au décollement basal situé au toit du socle pré-Miocène.

Coupe NW-SE dans la zone de piedmonts au SW de Taiwan. Dans ce cas de figure, la déformation se situe essentiellement dans la couverture sédimentaire et le socle n'est pas affecté. Les chevauchements sont à vergence Ouest. Les écaillés en positions inférieures sont les plus récentes, leur mise en place provoque le redressement des écaillés les plus anciennes et la formation de plis de rampe caractéristiques de ce style de déformation. **D'après Suppe [1983].**

Dans la morphologie, les chevauchements se concrétisent par la présence de fronts de chevauchement, d'anticlinaux liés aux plis de rampe et de synclinaux d'axes globalement parallèles à l'orientation de la Chaîne. Dans la plaine côtière, recouverte de sédiments quaternaires, de très faibles variations de topographie (de quelques dizaines de mètres) enregistrent l'initiation des chevauchements les plus externes. Le relief plus marqué des piedmonts occidentaux est la conséquence de chevauchements bien exprimés qui émergent en surface. Dans la zone de piedmonts, les deux styles de déformation (avec ou sans implication

du socle) coexistent souvent, en fonction de la pré-structuration de la marge [Brusset *et al.* 1999; Mouthereau 2000]. Cette influence se retrouve dans la virgation des structures de l'Ouest de la chaîne qui montre une forme en S. Des structures décrochantes sont associées à ces virgations : synclinaux ou zones de transfert [Deffontaines *et al.* 1994; Deffontaines *et al.* 1997; Lu *et al.* 1998; Mouthereau *et al.* 2002]. En allant vers les unités plus internes, le socle va devenir de plus en plus impliqué dans la déformation.

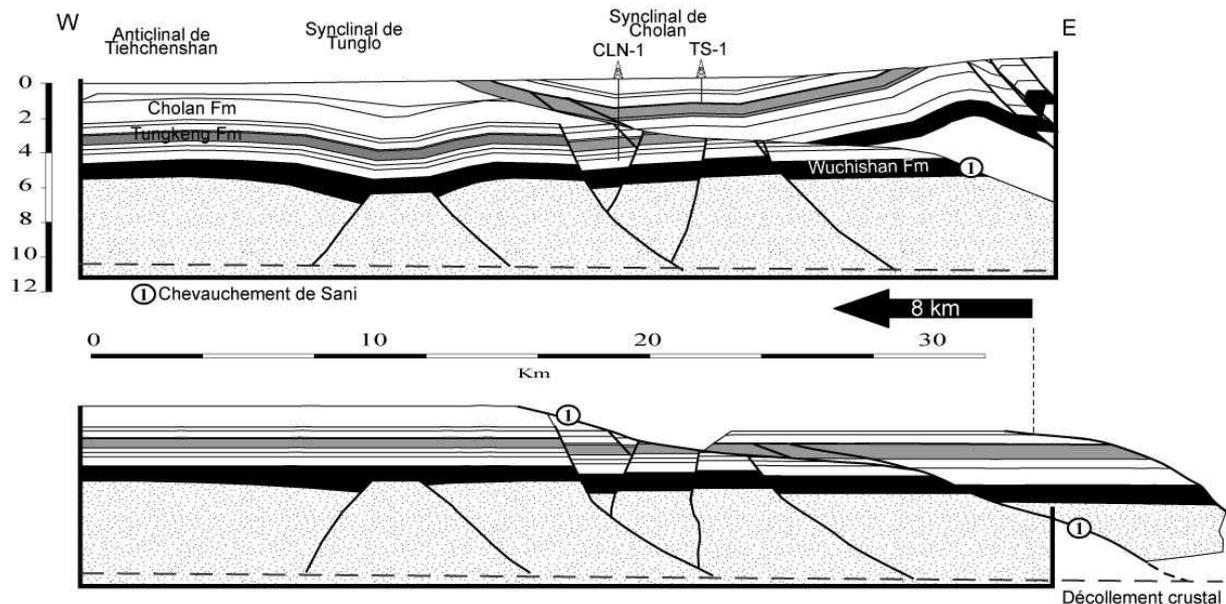


Figure 39 : Exemple de déformation dans les piedmonts occidentaux impliquant le socle.

En haut : Coupe équilibrée au Sud de la région de Miaoli. Le socle pré-Miocène est représenté par la surface en motif pointillé. **En bas :** coupe restaurée. Dans ce cas de figure, le socle est impliqué dans la déformation : les anciennes failles normales sont réactivées en inverse ou en décrochement et contrôlent ainsi la déformation. **D'après Mouthereau [2000].**

La transition de la marge non déformée à l'orogène décrite ci-dessus montre que la question de la localisation du front de déformation de l'orogène est également une question de définition. Ainsi, Lacombe et Mouthereau [1999; 2002] proposent-ils de distinguer trois fronts : un front diffus de petites déformations (correspondant à la dissipation progressive des contraintes orogéniques), un front de réactivation et enfin le front de chaîne, marqué par les premiers reliefs, en liaison avec les chevauchements les plus externes (voir Figure 37 A). Classiquement, c'est ce dernier front qui est considéré comme le front de déformation.

Les estimations des quantités de raccourcissement de l'avant-pays plissé à partir des coupes équilibrées varient d'un auteur à l'autre. Mouthereau *et al.* [1996; 2000] indiquent un raccourcissement moyen de 10 à 20 km en moyenne. Suppe [1980; 1981], considérant que les

déformations du socle ne jouent pas un rôle majeur dans la déformation, obtient des raccourcissements de l'ordre de 150 –200 km pour les 4 derniers millions d'années. Le soulèvement de l'ensemble est attesté par les déformations de terrasses alluviales quaternaires [e.g. Bonilla 1977] et les anomalies de profils de rivière [Angelier et Chen 2002].

Le Nord de l'île et la région SW (voir Figure 40) présentent des structures d'échappement en réponse à la collision [Lacombe *et al.* 2001]. A l'extrémité Nord de l'île, on peut noter la présence de volcanisme (Volcan Tatun). Au SW, le front de déformation se prolonge en mer [Liu *et al.* 1997] pour rejoindre la fosse de Manille.

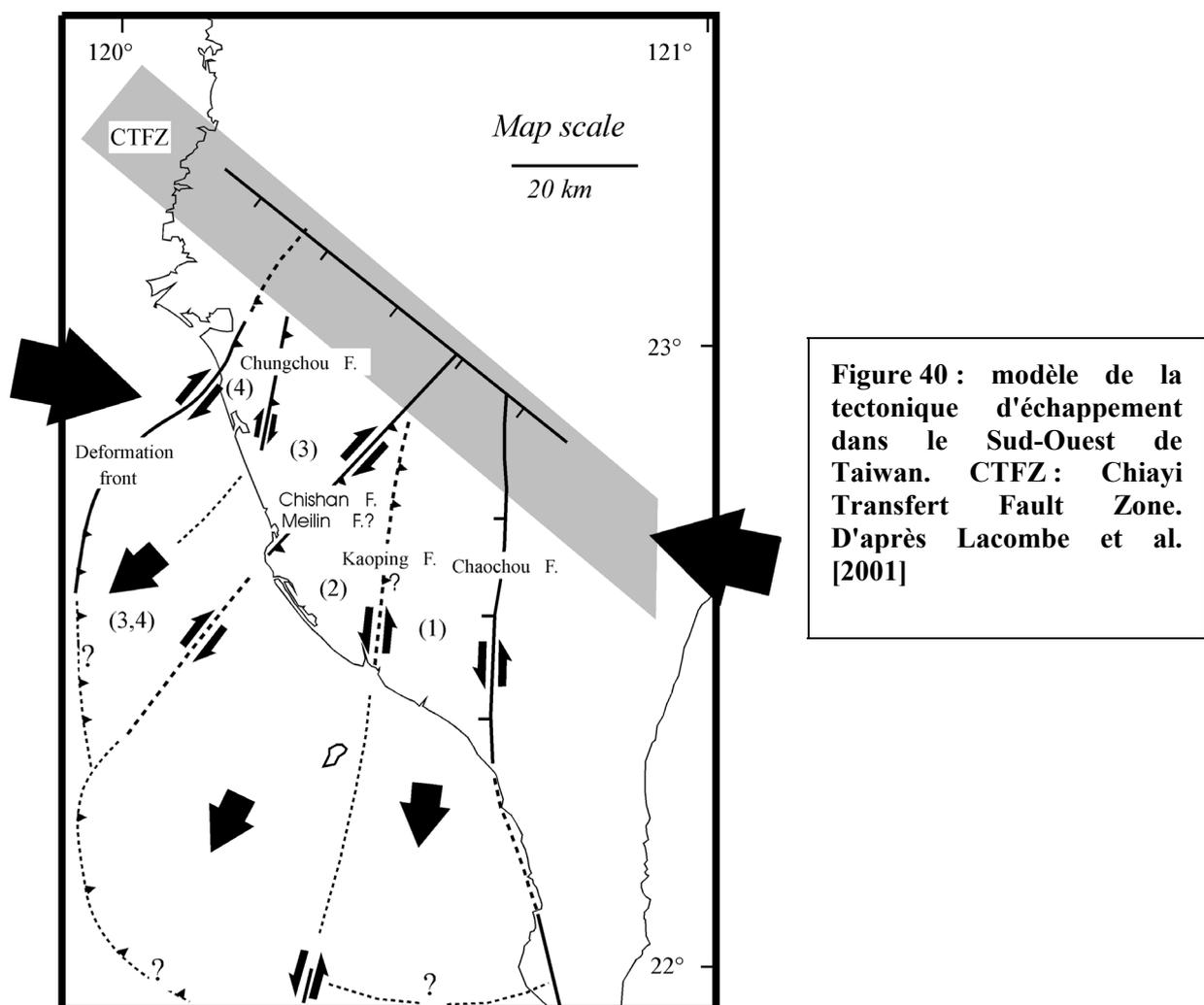


Figure 40 : modèle de la tectonique d'échappement dans le Sud-Ouest de Taiwan. CTFZ : Chiayi Transfert Fault Zone. D'après Lacombe et al. [2001]

b) la Chaîne Centrale

Il s'agit d'un ensemble métamorphique où le socle affleure. Les quantités de déformations y sont beaucoup plus difficiles à estimer que dans la zone de piedmonts en raison de la difficulté d'accès à la zone et du métamorphisme qui l'affecte. Cependant, des

méthodes géochronologiques ont permis d'estimer des vitesses d'exhumation de la Chaîne Centrale de l'ordre de 3-4 mm/an à 8-10 mm/an [e.g. Jahn *et al.* 1986]. L'analyse des traces de fission sur l'apatite donne des mouvements de soulèvement de l'ordre de 7 à 13 mm/an [Liu 1982]. Trois unités principales se dégagent de la Chaîne Centrale (voir Figure 36) et sont brièvement passées en revue ci-dessous.

- Le "Hsüehshan Range"

Cette région, en forme de croissant, située dans la partie nord de l'île, est constituée d'épaisses formations gréseuses alternant avec des séries schisteuses très redressées. Le degré de métamorphisme augmente en allant vers les unités les plus internes jusqu'au faciès schistes verts [Chen et Chu 1983]. Le chevauchement de Chuchih marque la limite avec les Piedmonts Occidentaux. A l'Est, la région est limitée par la faille de Lishan, qui est interprétée comme un rétro-chevauchement [Lee 1994], donnant alors à l'ensemble une structure en pop-up (coin extrusif, bordé de deux chevauchements à vergences opposées) [Clarke *et al.* 1993].

- Le "Backbone Range"

Cette région s'étend de la péninsule d'Hengchun au Sud, à la plaine d'Ilan au Nord-Est. Elle présente une forme demi-cylindrique légèrement arquée vers l'Ouest. Elle est constituée de roches métamorphiques d'âge Eocène et Miocène. Les failles de Lishan, et de Laonung, qui bordent de façon rectiligne la plaine de Pintung, limitent la région à l'Ouest.

Au Nord-Est, la Chaîne Centrale fait place à la plaine d'Ilan. Cette plaine est une zone en contexte extensif qui prolonge à terre le bassin d'Okinawa [Letouzey et Kimura 1985]. Au sud, la péninsule de Hengchun se situe dans le prolongement du prisme d'accrétion de Manille. En mer, plus au Sud, on peut observer l'initiation de la collision entre l'arc de Luçon et la plate-forme continentale [Lundberg *et al.* 1997] (voir Figure 41).

- Le "Tananao complex" :

Situé entre le Backbone Range et la vallée Longitudinale, cet ensemble est constitué de différentes roches métamorphiques d'âge Paléozoïque à Mésozoïque [Lu et Hsü 1992]. Cette partie interne de la Chaîne Centrale comprend deux ceintures, la "Tailuko Belt" et la "Yuli Belt" différant par le métamorphisme, le polyphasage tectonique et l'âge des terrains. La bordure Est de ce socle métamorphique, limitée par la Vallée Longitudinale, est remarquablement rectiligne, suggérant la présence d'une faille à fort pendage.

c) La Vallée Longitudinale et la Chaîne Côtière à l'Est de Taiwan

La Vallée Longitudinale correspond à une dépression rectiligne perpendiculaire à la direction de convergence et limitée par 2 zones de failles : l'une à l'Est et l'autre à l'Ouest. La faille de la Vallée Longitudinale fonctionne en décro-chevauchement senestre. La composante chevauchante est toutefois plus importante que la composante senestre, tant pour l'ensemble de la déformation quaternaire [Barrier et Angelier 1986] que pour le jeu actuel de la faille de la Vallée Longitudinale [Angelier *et al.* 1997]. Elle est classiquement interprétée comme la frontière des plaques Eurasie et Philippines (voir Lallemand [2000], pour une discussion à ce sujet).

La Chaîne Côtière diffère fondamentalement des autres unités de Taiwan par ses affinités avec la plaque Philippines. Elle est située en bordure Est de l'île. La Chaîne Côtière est rectiligne, longue d'environ 130 km et large de 10 à 15 km. Elle est constituée de roches volcaniques et sédimentaires. Les roches volcaniques les plus anciennes datent du Miocène [Dorsey 1992]. On peut y distinguer les formations volcaniques andésitiques (Formation de Tuluanshan), la série du bassin d'avant-arc (Formation de Takangkou) [Huang *et al.* 1997], et le mélange de Lichi, constitué d'éléments variés provenant à la fois de la marge continentale et de l'arc volcanique [Chang 2001].

Sur la bordure Orientale de la Chaîne Côtière, la présence de terrasses marines étagées et basculées a permis de mettre en évidence le soulèvement holocène de la Chaîne [Liew *et al.* 1990]. Wang et Burnet [1990] à partir de la datation des terrasses, estiment une vitesse de soulèvement holocène d'environ 4,7 à 5,3 mm./an. Une partie de la déformation liée à la convergence est absorbée à l'Est, en mer [Malavieille *et al.* 2002]. L'incorporation progressive de l'arc volcanique à l'orogène est illustrée dans la Figure 41.

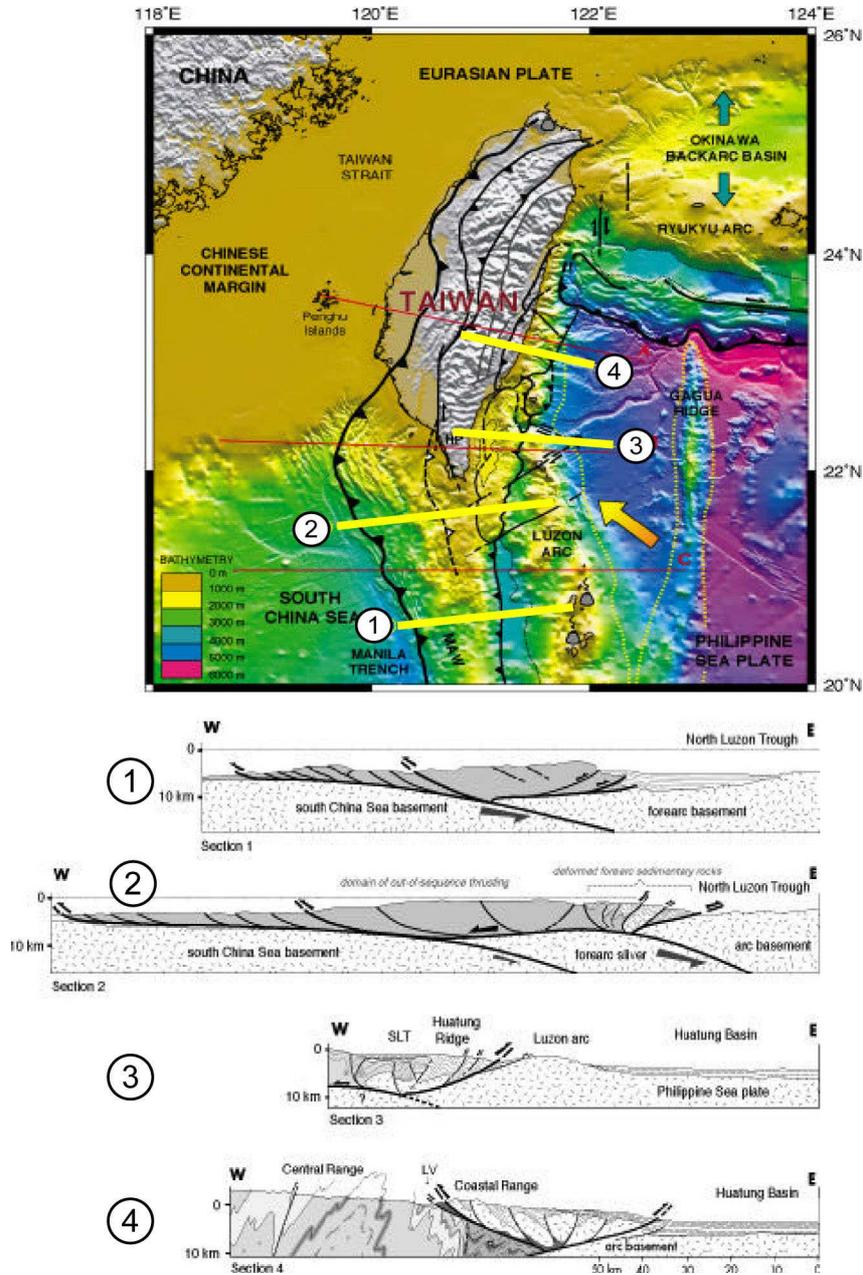


Figure 41 : quatre coupes géologiques illustrant le passage du prisme d'accrétion de Manille à la collision

Ces quatre coupes E-W (localisation sur la carte à Gauche) illustrent comment s'effectue la transition entre, au Sud de Taiwan, le prisme d'accrétion de Manille où l'arc volcanique n'est pas impliqué dans la déformation, et plus au Nord, la collision au niveau de l'orogène de Taiwan. **D'après Malavieille *et al.* [2002]**

3. Schéma structural et carte néotectonique de Taiwan

L'île de Taiwan présente des déformations tectoniques différentes d'une région à l'autre. Ces variations sont liées à l'histoire de la marge continentale chinoise avant la collision, mais aussi à la progression vers le sud de la collision et à l'ouverture du bassin d'Okinawa, au Nord-Est de l'île. Le schéma structural, fourni en Figure 42, synthétise les grandes tendances tectoniques dont les structures associées, à terre et en mer, sont détaillées dans la carte néotectonique en Figure 43. Cette synthèse cartographique, à laquelle j'ai participé, a été réalisée par Deffontaines *et al.* [2001b], elle complète une précédente carte n'incluant que les données à Terre [Lee *et al.* 1997].

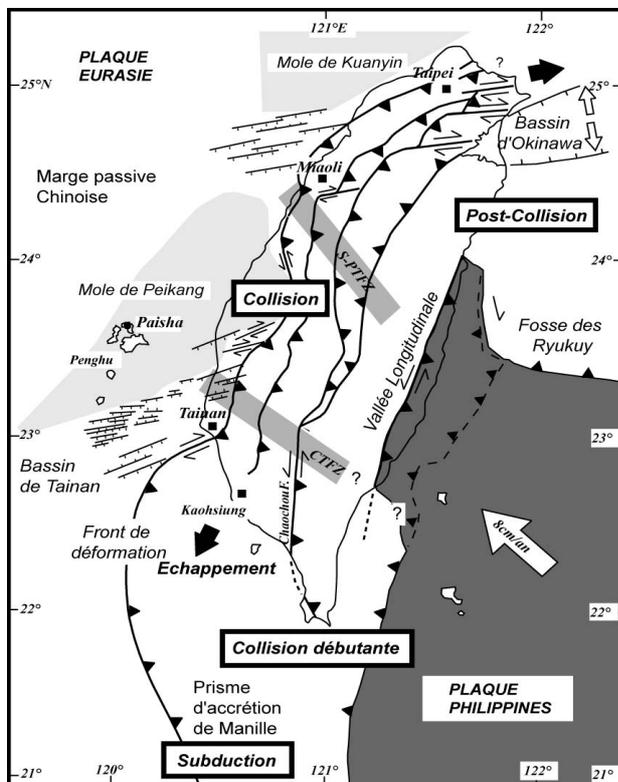
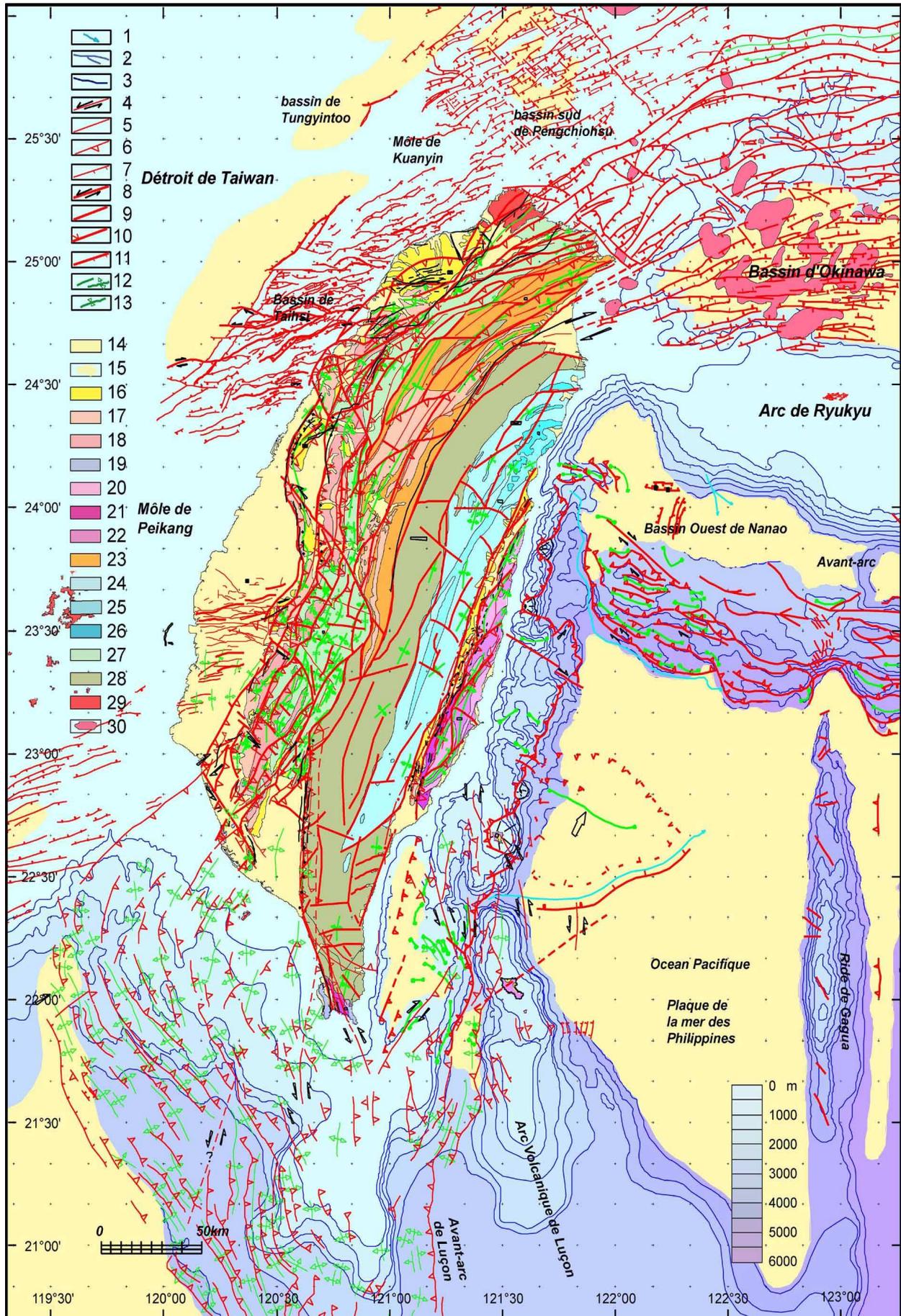


Figure 42 : Schéma Structural simplifié de Taiwan.

Légende : - Flèches noires, échappement aux extrémités de l'île en réponse à la collision ; - Doubles flèches blanches, direction d'extension du bassin d'Okinawa ; - Flèche blanche simple, convergence des plaques Eurasie et Philippines; - CTFZ, zone de Transfert de Chishan ; - S-TFZ, zone de transfert de Sanyi. Les surfaces en gris clair correspondent aux môles de Peikang et de Kuanyin. Surface en gris foncé, plaque Philippines. **Modifié D'après Lacombe et al. [2001]**

Figure 43 : Carte préliminaire de la Néotectonique de Taiwan à terre et à mer.

Légende : - 1-2 : réseau de drainage ; - 3 : courbes iso-bathimétriques ; - 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 Miocène (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. [2001b]**



Il n'est pas question, dans le présent travail, de reprendre la description de l'ensemble des structures. Le schéma de la Figure 43 est essentiellement destiné à permettre de replacer dans son contexte structural et néotectonique régional les différentes unités. En résumé, il ressort de ces deux figures des points importants de la tectonique récente à actuelle de l'île, à savoir :

- La forme "en banane" de l'île, d'orientation générale N020°, est causée par l'indentation vers le Nord-Ouest de l'arc volcanique de Luçon ancré sur la plaque Philippines dans la marge continentale chinoise. La convergence s'effectue à une vitesse d'environ 8 cm/an.
- Une partie du raccourcissement est absorbée par la déformation de l'arc volcanique, à terre dans la chaîne côtière, mais aussi plus au large, en mer, par des structures en plis et chevauchement. L'autre partie du raccourcissement est absorbée par la déformation de l'orogène et de la marge eurasiatique où le front de déformation se propage vers l'Ouest. La faille de la Vallée Longitudinale, située en bordure des deux plaques, est une structure majeure de l'île ; elle fonctionne en chevauchement avec une composante moindre de décrochement senestre.
- La majorité des structures accommodant la déformation correspond à des plis et à des chevauchements à vergence Ouest. Toutefois, de nombreuses structures décrochantes existent.
- Sur le front Ouest de la chaîne, la pré-structuration de la marge fournit des zones et des directions de déformation préférentielle à la collision. Des mouvements décrochants ont lieu, notamment sur des zones de transfert NW-SE, mais aussi, par exemple, sur les anciennes failles normales, d'orientation N070° à E-W du bassin de Tainan ou de Taihsi, réactivées en transpression dextre.
- Aux extrémités Nord-Est et Sud-Ouest de l'île, on observe une tectonique d'échappement guidée par des structures décrochantes et permise par la présence de bordures moins rigides.
- Au Nord-Ouest, l'extension NS du bassin d'Okinawa, en réponse à la subduction vers le nord de la plaque Philippines dans la fosse des Ryukyu, se prolonge à terre. Les structures extensives du bassin d'Okinawa, associées à du volcanisme, se connectent à terre, notamment avec la faille majeure de Lishan. La plaine en subsidence d'Ilan illustre bien ce contexte extensif. La partie Nord-Ouest de l'île peut-être considérée dans un régime post-collisionnel. La subduction des Ryukyu est associée à des structures compressives EW en plis et chevauchements dans le prisme des Ryukyu.
- Au S-W, le front de déformation se prolonge en mer pour rejoindre le prisme d'accrétion de Manille.
- La collision progresse actuellement vers le sud. Au fur et à mesure de cette progression, la marge, le prisme d'accrétion, l'arc volcanique et leurs bassins associés, actuellement bien distincts au sud de l'île (latitude 21°N), seront incorporés à l'orogène.

B. La déformation actuelle et les potentialités de l'interférométrie radar différentielle à Taiwan

La partie précédente a présenté le cadre tectonique de Taiwan, où des déformations dites récentes s'étendent sur plusieurs dizaines de milliers d'années. La déformation actuelle (disons sur les cent dernières années) s'inscrit aussi dans ce cadre. Toutefois, en raison de la très courte durée d'observation, cette déformation actuelle n'est pas nécessairement représentative des déformations observées à l'échelle des temps géologiques. Cette remarque est à plus forte raison valable pour des déformations qui n'ont pu encore être suivies que sur quelques années, comme c'est le cas pour la géodésie satellitaire.

Une telle différence s'explique par le concept de cycle sismique. Dans ce concept [e.g. Scholz 1990; Thatcher 1995], l'augmentation des contraintes tectoniques dans la zone sismogénique (partie supérieure fragile de la croûte) induit l'accumulation de déformations élastiques dans la zone. La charge élastique est relâchée brutalement lors de séismes majeurs, puis l'augmentation des contraintes tectoniques recommence. Ce concept amène à distinguer deux grands types de déformation : la déformation cosismique et la déformation intersismique. La déformation totale correspond à la somme des deux. En phase intersismique, une partie des contraintes peut être dissipée par glissement asismique (transitoire ou non) sur des portions de failles, ou lors de petits séismes. Ces phénomènes localisent alors davantage la charge inter-sismique sur les portions bloquées des plans de faille. Ceci implique que la déformation à long terme diffère, plus ou moins, de la déformation actuelle, suivant la durée d'observation considérée et les caractéristiques géologiques de la zone. En suivant ce concept de cycle sismique, on doit donc distinguer, dans les déformations actuelles, les déformations cosismiques et les déformations intersismiques. L'interprétation d'une déformation sur quelques années doit donc obligatoirement tenir compte de la position-temps où l'on se trouve dans le cycle sismique.

Avant de présenter les données disponibles sur les déformations actuelles à Taiwan, nous exposerons certaines limitations de l'interférométrie différentielle spécifiques à Taiwan. Ceci permettra de discuter ensuite des potentialités de mesure des déformations actuelles par interférométrie et de l'intérêt de cette approche par rapport aux données existantes.

1. Facteurs limitants de l'observation interférométrique à Taiwan

Au Chapitre 1, nous avons examiné, d'un point de vue général, les limitations de l'observation des déplacements par interférométrie radar différentielle. Cette partie traite plus spécifiquement des limitations propres à Taiwan, limitations qui sont liées aux caractéristiques géographiques de l'île. Trois d'entre elles, les principales sont abordées ci-dessous : le relief, l'occupation du sol et le climat.

a) Le relief

La montagne occupe environ les deux tiers de Taiwan (voir Figure 44 et Annexe D p. 278). La Chaîne Centrale orientée NNE-SSW possède plus d'une centaine de sommets dépassant les 3000 m, le point culminant de l'île étant le Mont Yushan, à 3992 m. Le passage de la plaine, au niveau de la mer, aux plus hauts sommets est très rapide, notamment à l'Est de l'île où la transition s'effectue en quelques dizaines de kilomètres. L'érosion, très active, a entaillé de profondes vallées, donnant lieu à des versants très escarpés. La carte des pentes (Figure 44 b) montre que la Chaîne Centrale est caractérisée par de fortes pentes, avec des inclinaisons qui excèdent souvent les 30°.

L'importance de la pente locale du terrain en interférométrie a été soulignée dans le Chapitre I. L'angle d'incidence de la visée du radar sur la surface observée est un paramètre primordial. Les différents systèmes SAR embarqués sur satellites ont des angles d'incidence variables variant entre 15 et 60° sur une surface horizontale (voir Annexe B). Lorsque l'angle d'incidence est faible, l'image est très sensible au phénomène de raccourcissement et de recouvrement. Ces effets peuvent être réduits si l'angle d'incidence est grand, par contre le problème de l'ombre radar deviendra plus important (voir Figure 5). L'ombre radar entraîne une perte totale et irréversible de l'information, le recouvrement, en superposant la réponse de surface située en des endroits différents, rend les pixels concernés quasi-inexploitables. Les deux effets introduisent des discontinuités de la phase interférométrique. La Figure 44 (c) donne la pente locale suivant la direction de visée du satellite ERS en orbite descendante. L'angle d'incidence du satellite sur terrain plat variant entre 19 et 27°, les pentes orientées vers le radar et excédant ces valeurs sont sujettes au recouvrement. Elles se situent essentiellement sur la partie orientale de la Chaîne côtière. Les zones d'ombres n'existent que si la pente opposée au radar excède 70° (-70° sur la figure), ce qui n'est quasiment jamais le cas. Ainsi, la

Chaîne Centrale et plus particulièrement sa frange orientale sont des zones défavorables à l'observation, soit du fait du recouvrement (dans le cas d'angle d'incidence faible) soit du fait des zones d'ombres (dans le cas d'angle d'incidence fort).

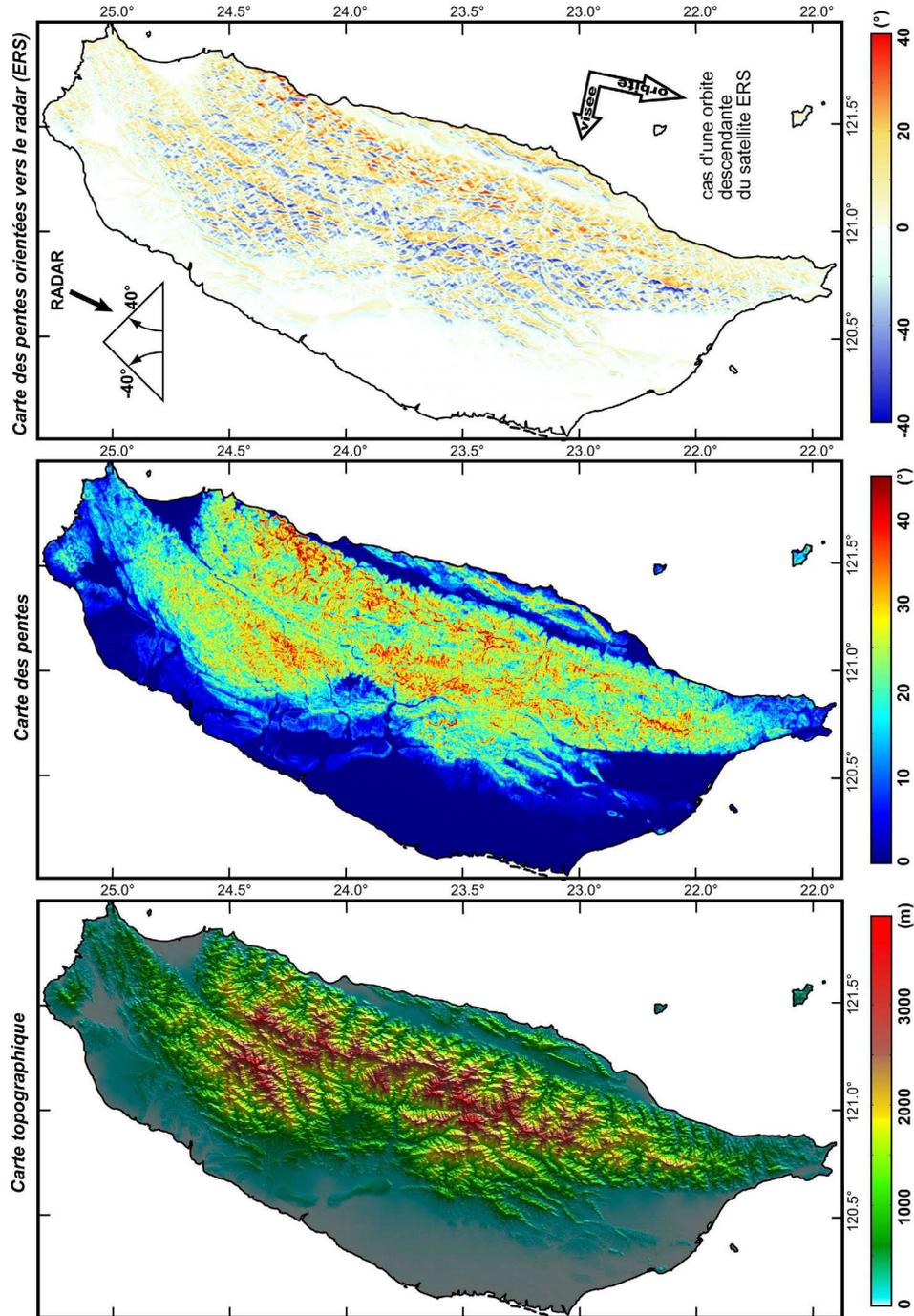


Figure 44 : Relief et carte des pentes de Taiwan

A - Carte topographique ombrée de Taiwan.

B - Carte des pentes.

C - Carte des pentes orientées vers le radar ; la direction de visée du radar est donnée par la flèche blanche. Les angles positifs correspondent aux pentes orientées vers le radar et les angles négatifs aux pentes opposées au radar.

b) Occupation du sol

Les caractéristiques physiques du sol et leur évolution sont déterminantes dans l'observation interférométrique de l'île. Celle-ci s'étend sur une surface d'environ 36 000 km² occupée par environ 23 millions d'habitants en 2003. La densité de population est forte, la densité moyenne étant de 640 habitants au kilomètre carré contre 105 en France. Cette valeur est trompeuse, car elle cache une distribution spatiale très inégale. La partie montagneuse de l'île étant quasi-inhabitée, la population se concentre essentiellement dans la plaine côtière et dans le bassin de Taipei, régions très fortement urbanisées. La carte du réseau routier (Figure 45) met en évidence cette occupation très inégale du territoire.



Figure 45 : Carte du réseau routier taiwanais

La distribution spatiale des principales routes de Taiwan illustre bien la dissymétrie Est-Ouest de l'urbanisation de l'île.

La forêt tropicale recouvre plus de la moitié de l'île, les activités agricoles (principalement des rizières) n'occupant que 9000 km². Cette occupation du sol a des conséquences importantes en interférométrie radar. En effet, la présence de végétation est un facteur de décorrélation rapide des interférogrammes, alors que les zones urbanisées, au contraire, favorisent le maintien d'une cohérence à long terme. L'occupation du sol est fortement corrélée à la topographie (Figure 46). La forêt tropicale occupe la grande majorité des zones montagneuses qui sont peu habitées. En dessous de 300-400 m d'altitude, le paysage devient marqué par l'implantation humaine. La plaine côtière, qui s'étend du bassin de Taipei, au Nord, à la plaine de Pingtung, au SW, est très fortement urbanisée. Entre le maillage très serré formé par les agglomérations, les activités agricoles et l'aquaculture dominant le paysage, entrecoupé de larges lits de rivières (pouvant dépasser un kilomètre de largeur et souvent bordé par de larges digues), à forte charge détritique, qui viennent se jeter dans le détroit de Taiwan. A l'Est, la plaine d'Ilan et la Vallée Longitudinale sont les seuls endroits où la forêt tropicale ne domine pas. L'urbanisation y est moins marquée qu'à l'Ouest

et les activités agricoles y sont très présentes. De larges rivières se déversant dans l'océan Pacifique forment de larges lits et transportent de gros blocs rocheux provenant des reliefs tous proches. Leurs pentes sont plus fortes qu'à l'Ouest. Lorsque le niveau des rivières est suffisamment bas, ces dépôts grossiers sont bien visibles et favorisent la conservation de la cohérence dans les interférogrammes.

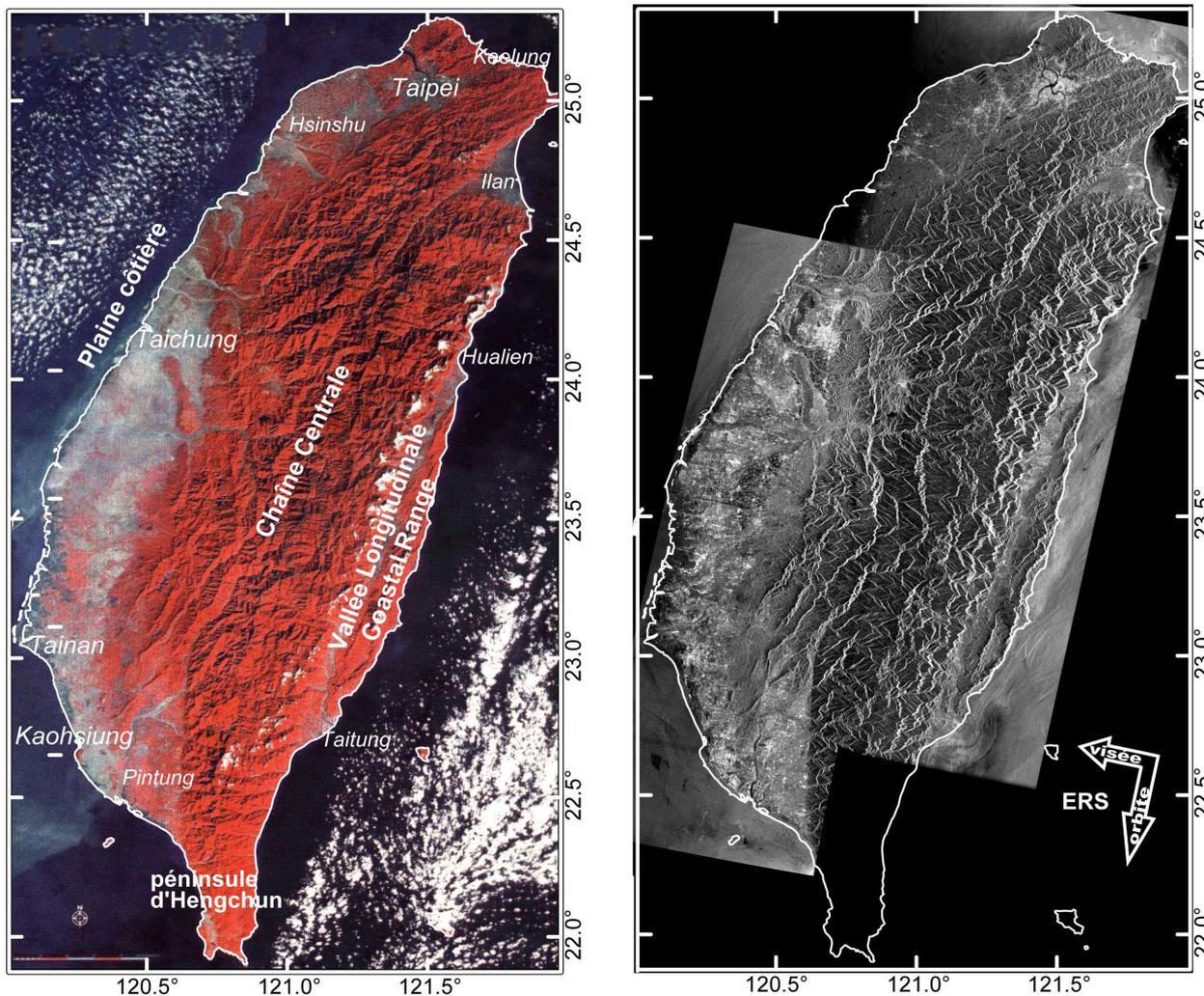


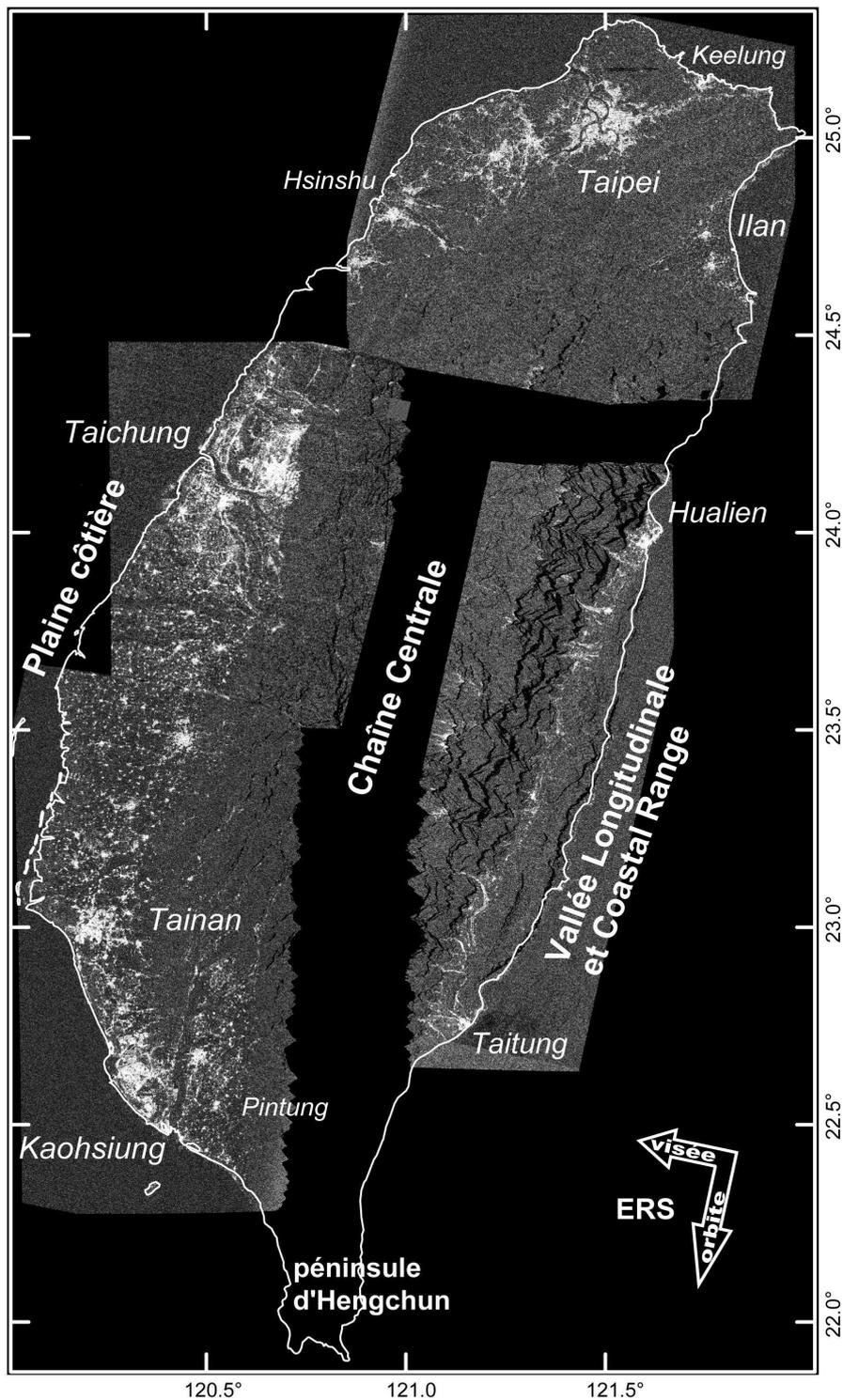
Figure 46 : couvert végétal et urbanisation à Taiwan

- **A gauche** : mosaïque d'images SPOT où le canal Rouge correspond à la bande infrarouge du satellite sensible à la présence de végétation.
- **A droite** : mosaïque d'images d'amplitude ERS en orbite descendante. La végétation de type tropicale est omniprésente dans les zones montagneuses. A basse altitude, dans les plaines, cette végétation cède le pas à une forte urbanisation et aux activités agricoles.

Afin d'estimer l'influence du relief et de l'occupation du sol à Taiwan, nous avons réalisé une carte de cohérence à partir des données ERS dont nous disposons (Figure 47). Cette carte correspond à une mosaïque d'images de cohérence obtenues à partir d'interférogrammes différentiels à 3 mois. La mosaïque ne couvre pas toute l'île, cependant l'extrapolation des résultats aux zones non-couvertes, à partir de la connaissance du relief et de l'occupation du sol est possible.

La carte est en accord avec les analyses effectuées ci-dessus concernant le relief et l'occupation du sol. Au Nord, le bassin de la métropole de Taipei (capitale de Taiwan) ressort clairement. Les méandres des rivières le parcourant sont bien visibles (perte de cohérence). L'axe urbain, allant de la ville de Keelung à l'agglomération de Hsinshu, est bien marqué. La bande littorale cohérente se prolonge au Sud, le long de la bordure occidentale de l'île. Entre Hsinshu et Taichung, bien que partiellement non-couverte par la mosaïque, cette bande se rétrécit. Cette tendance est confirmée par la mosaïque SPOT (Figure 46) où la végétation reprend le dessus dans cette partie plus escarpée des piedmonts. A la latitude de la région de Taichung (N24.2°), la plaine côtière s'élargit. La ville de Taichung, elle-même, se situe dans un bassin fermé à l'Ouest par deux anticlinaux qui forment comme des pinces de crabe (voir Figure 44). Ces anticlinaux entraînent une perte de cohérence (voir Chapitre 3). Entre Taichung et Tainan, la plaine côtière s'étend sur une soixantaine de kilomètres de large. La cohérence est caractérisée par un maillage dense de petites et moyennes villes. De Tainan jusqu'à Kaohsiung la plaine est plus étroite et l'urbanisation se densifie, donnant lieu à une bonne cohérence. La plaine de Pintung orientée NS vient terminer cette bande urbanisée.

Le centre de l'île est caractérisé par des zones faiblement cohérentes, la transition avec la bande littorale étant rapide. Bien qu'une importante partie ne soit pas couverte par notre carte, on peut supposer, à partir de la mosaïque SPOT (Figure 46), que ces régions non-couvertes aient également une très faible cohérence. Cette déduction ne s'applique pas à l'extrémité occidentale de la péninsule d'Hengchun, au Sud de l'île, où la ville d'Hengchun, située dans une plaine, serait plutôt une zone favorable à l'interférométrie radar. A l'Est, entre Hualien et Taitung, la Vallée Longitudinale forme une petite bande N-S de bonne cohérence, coincée entre la Chaîne Centrale et la Chaîne Côtière. Pour finir, la plaine d'Ilan, au Nord-Est, dessine une zone triangulaire de bonne cohérence.



Mis à part les grandes métropoles de Taipei, Taichung, Tainan et Kaohsiung, qui

Figure 47 : mosaïque d'images de cohérence à 3 mois à partir de données ERS.

Les images de cohérence indiquent les zones exploitables dans les interférogrammes. Les zones blanches à forte cohérence sont principalement à relier à la présence d'agglomérations urbaines alors que les zones de faible cohérence s'expliquent par la présence de végétation. Noter la présence de nombreuses zones de très faible cohérence dans la partie orientale de la Chaîne Centrale, due aux effets de recouvrement.

constituent de larges zones continues ayant une excellente cohérence (qui peut être conservée sur plusieurs années, voir Chapitre 4), les autres régions montrent plutôt une distribution spatiale inégale de la cohérence, par taches. Ce point rend plus délicate l'interprétation des interférogrammes dans ces zones, car la continuité entre les "taches" de bonne cohérence est souvent difficile à établir.

c) Le Climat

L'île de Taiwan, coupée par le Tropique du Cancer, jouit d'un climat subtropical au Nord et tropical au Sud, avec des températures moyennes comprises entre 14° en janvier et 28° en juillet. Le Sud est sensiblement plus chaud que la partie Nord de l'île. L'été, qui commence en mai et finit en septembre, est en général chaud et humide. L'hiver, court et clément, dure de décembre à février, et les chutes de neige n'atteignent que les sommets les plus élevés de l'île.

Les précipitations varient sensiblement avec la saison (Figure 48), l'endroit et l'altitude ; elles atteignent en moyenne 2 515 mm par an. L'île subit la mousson d'été au Sud et la mousson d'hiver au Nord. Taiwan est généralement frappé chaque été par trois ou quatre typhons provenant du Sud-Ouest, principalement en août et en septembre. Ces typhons lui fournissent une grande partie de ses réserves en eau, mais occasionnent également des dégâts, des inondations et des glissements de terrain. Ce climat et le fort relief sont responsables d'une forte érosion qui est un facteur défavorable à l'observation interférométrique, cette dernière nécessitant la conservation de l'état de surface. Chang C.-P. (comm. pers.) a mis clairement en évidence une relation entre les saisons et la qualité des interférogrammes sur la région de Pintung. La saison sèche préserve mieux la cohérence que la saison humide (voir Figure 49).

Les fortes variations d'humidité, liées au climat taiwanais, sont également un facteur défavorable car elles introduisent des perturbations atmosphériques dans les interférogrammes (voir chapitre I section B-4-b p. 63).

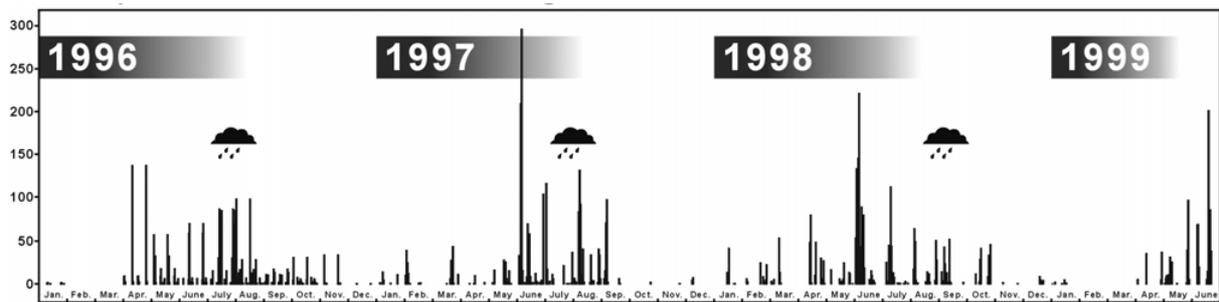
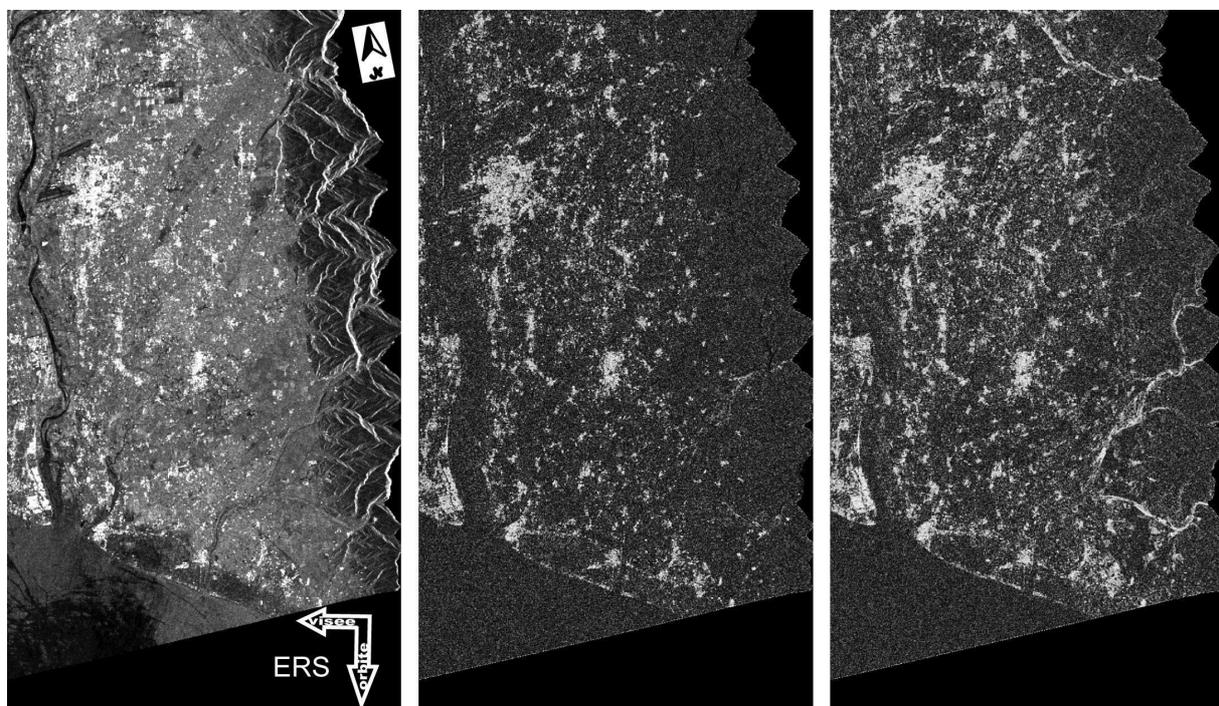


Figure 48 : Pluviométrie journalière (en mm) à la station de Keelung (au Nord du Pays) pour la période 1996-1999 (d'après Chang C.-P. com. pers.).



Amplitude

Cohérence (105 jours)
saison humide

Cohérence (105 jours)
saison sèche

Figure 49 : influence de la saison sur la cohérence dans la région de Pintung

- A gauche : image d'amplitude de la plaine de Pintung, bordée à l'Est par la Chaîne Centrale et à l'Ouest par la rivière Kaoping orientée NS.
- Au centre : image de cohérence à partir d'un interférogramme à 105 jours en fin de saison humide (août à novembre) ;
- A droite : image de cohérence à partir d'un interférogramme à 105 jours en saison sèche (janvier à avril).

Les deux interférogrammes ont une base similaire. L'interférogramme en saison sèche a une meilleure cohérence que celui en saison humide. Noter l'excellente cohérence des rivières à l'Ouest de l'interférogramme en saison sèche.

2. La déformation actuelle liée aux séismes :

a) Les données sismologiques

Taiwan est le siège d'une importante sismicité. Les données sismologiques disponibles constituent une source de renseignements très riche concernant la déformation liée à ces ruptures brutales, d'amplitudes très variables. Le réseau de surveillance taiwanais est l'un des plus denses et des plus complets au monde. Le réseau CWBSN ("Central Weather Bureau Seismic Network") est constitué de sismomètres digitaux, complété par le réseau de sismomètres à large bande BATS ("Broadband Array in Taiwan for Seismology"). A cela s'ajoute un réseau accélérométrique très développé (voir Figure 50). Pour un historique et une description plus complète de ces réseaux nous renvoyons le lecteur à la thèse de Chang T.-Y. [2002].

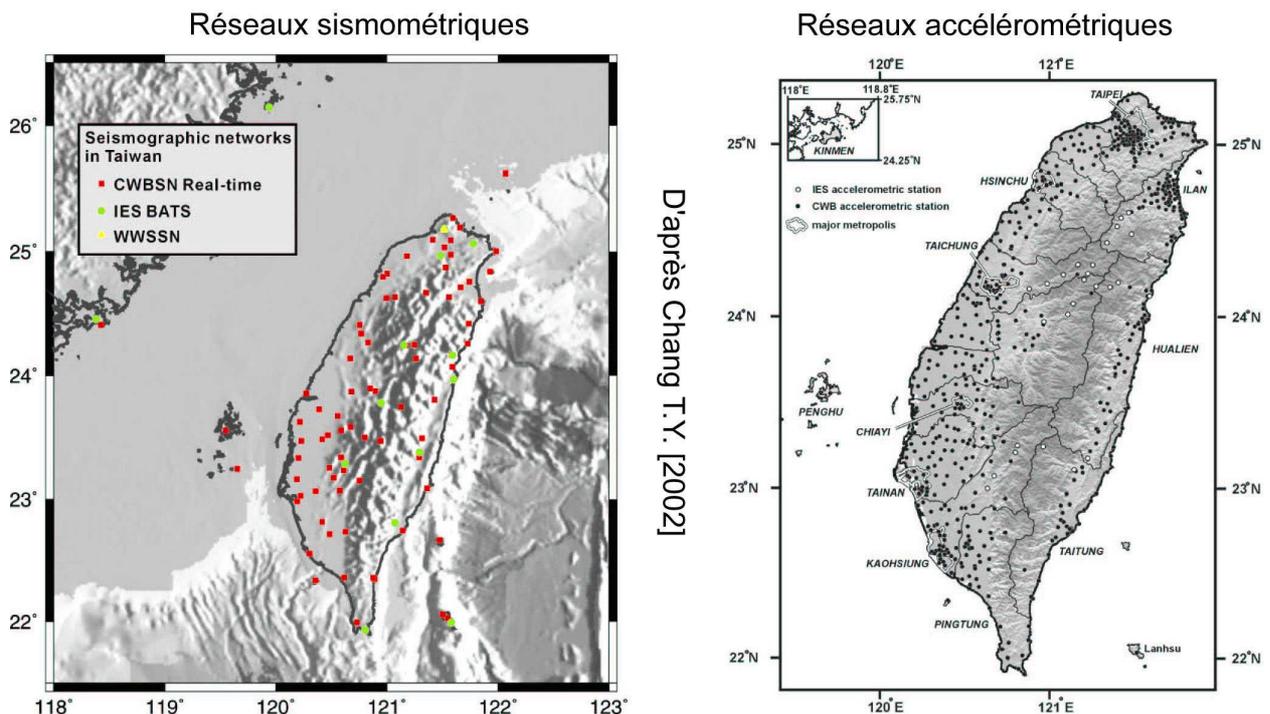


Figure 50 : réseaux d'instrumentation sismologique à Taiwan

- **A gauche** : Réseaux sismométriques, CWBSN : Central Weather Bureau Seismic Network, IES BATS : Institute of Earth Science Broadband Array in Taiwan for Seismology, WWSN : station du World Wide Standardized Seismographic Network (à Taipei).

- **A droite** : Réseaux accélérométriques.

D'après Chang T.-Y [2002]

Actuellement, les réseaux enregistrent en routine la sismicité avec une précision de la localisation épacentrale meilleure que 5 km. La Figure 51 illustre l'importance de la sismicité à Taiwan, toutes magnitudes confondues. La distribution inégale de ces séismes renseigne sur les structures de Taiwan à l'échelle lithosphérique (voir II.A.1). Ces informations sont complétées par les analyses tomographiques qui permettent également des interprétations à l'échelle lithosphérique [Rau et Wu 1995; Font 2001; Lallemand *et al.* 2001a].

L'intensité de la sismicité et la qualité des données donnent aussi la possibilité d'étudier les états de contrainte dans l'orogène à partir de l'analyse de nombreux mécanismes au foyer [Kao *et al.* 1998; Kao et Jian 2001]. La connaissance de ces états de contrainte permet de mieux appréhender les mécanismes de la déformation actuelle. A Taiwan, comme dans la plupart des régions situées en frontière de plaques convergentes, une grande partie des déformations tectoniques dans la croûte fragile a lieu lors de séismes majeurs. Ces séismes se démarquent de la sismicité de fond dont les séismes de faibles magnitudes n'expliquent qu'une faible part du déplacement.

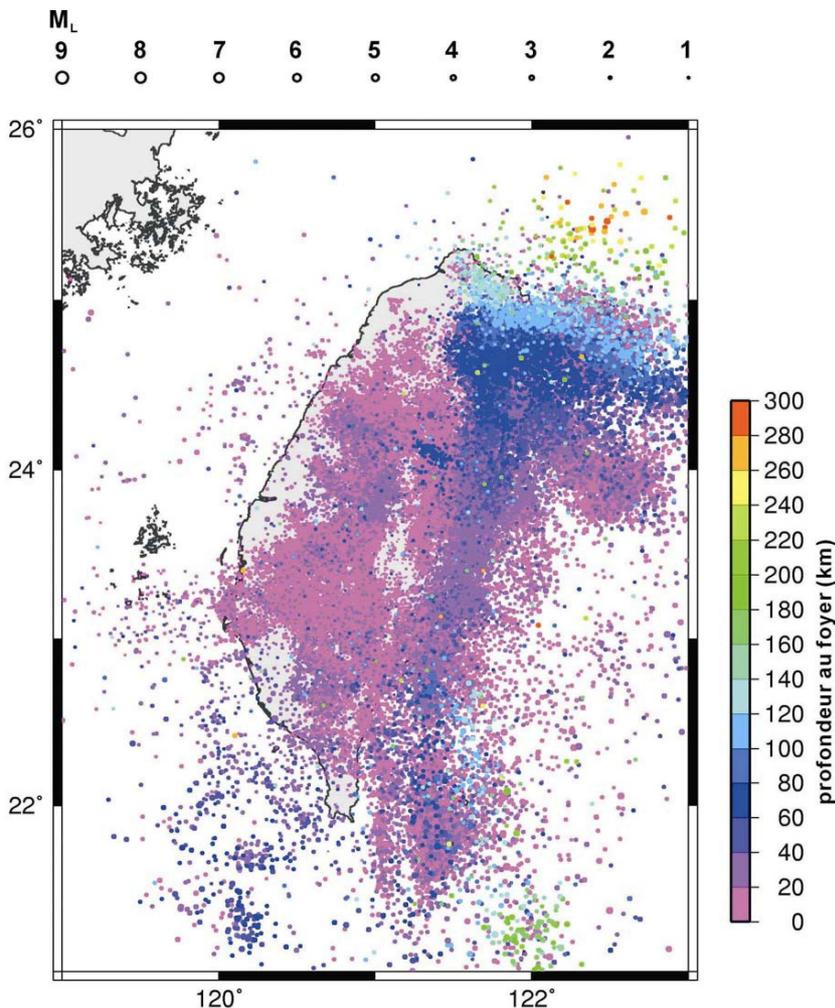


Figure 51 : Sismicité à Taiwan de 1993 à 2000.

d'après le catalogue du CWB. L'échelle de couleur indique la profondeur au foyer.

Les deux zones de subduction vers le Nord et vers l'Est apparaissent clairement.

D'après Chang T.-Y. [2002].

Les données sismologiques fournissent de précieux renseignements sur ces déformations notamment par la détermination des paramètres de la source de chacun de ces grands séismes. Les données accélérométriques permettent, en particulier, de remonter aux déplacements finis du sol en procédant à une double intégration [e.g. Wang, W. H. *et al.* 2001]. La modélisation des informations ainsi obtenues rend possible le calcul des variations de contrainte, liées au séisme, dans la région environnante. Ces variations sont susceptibles de déclencher ou d'accélérer ou, au contraire, d'inhiber la rupture sur d'autres failles adjacentes. Ce dernier point est important en termes de prédiction de l'aléa sismique.

Toutefois, les données sismologiques ont leurs limites. Concernant l'accès aux déplacements du sol à partir du réseau accélérométrique, cette opération nécessite la détermination pour chaque station de deux constantes d'intégration ; cette calibration reste actuellement délicate [Boore 2001]. Mais d'autres limitations plus fondamentales des données sismologiques justifient l'utilisation des données géodésiques. Les techniques géodésiques observent les déplacements sur une plus longue période de temps qu'en sismologie. Ainsi, la géodésie peut révéler des glissements ayant eu lieu avant ou après le choc principal. De plus, les données géodésiques mesurent les glissements aismiques qui, par définition, passent inaperçus en sismologie. Ceci a des implications sur l'estimation du moment sismique : les données sismiques peuvent conduire à une sous-estimation du moment par rapport aux données géodésiques. Par rapport aux données sismologiques, lorsqu'elles sont suffisamment nombreuses, les données géodésiques permettent, pour la partie supérieure de la faille, d'améliorer la résolution de la distribution du glissement sur la faille ou sa géométrie. Ainsi, les données géodésiques peuvent apporter des renseignements complémentaires concernant la déformation accompagnant les séismes [Feigl 2002].

b) Les informations fournies par l'interférométrie radar différentielle

Parmi les différentes techniques géodésiques, l'interférométrie radar différentielle possède des caractéristiques bien spécifiques qui en font son intérêt. Ainsi, cette technique est bien adaptée à l'étude de déformations affectant de grandes surfaces et pouvant avoir une signature complexe avec des variations sur de courtes distances. Pour l'étude des séismes, l'interférométrie peut s'appliquer à l'analyse des événements de moyennes magnitudes ($M_w = 5$) mais peu profonds ou encore à l'étude en détail de grands événements en fournissant des informations sur les déformations à petite longueur d'onde ayant lieu en champ proche ou lointain.

Une liste des différents séismes étudiés jusqu'à présent par interférométrie radar, compilée par K. Feigl, est disponible en Annexe C. Le plus petit événement étudié correspond à un séisme pyrénéen de magnitude $M_w = 5.0$ [Rigo et Massonnet 1999]. Bien que ce séisme se présente dans des conditions très défavorables à l'interférométrie radar, cette étude a apporté des informations nouvelles permettant de trancher entre différents modèles sismologiques existants. Pour être étudiable, il faut que le séisme entraîne des déformations de surface centimétriques sur quelques kilomètres carrés, ce qui implique pour des séismes de moyennes magnitudes qu'ils soient très superficiels ; l'étude du séisme de Fawnskin (réplique du grand séisme de Landers en Californie de 1992) en est un autre exemple [Feigl *et al.* 1995].

Pour l'étude des séismes, la principale limitation de la méthode est la perte de cohérence liée soit à la non-conservation de l'état de surface, soit à la présence d'un gradient de déformation trop fort. Ce dernier cas se rencontre notamment lors de grands séismes ayant donné lieu à une rupture de surface : le gradient de déformation augmente en se rapprochant de la faille jusqu'à excéder les limites de la technique.

Au travers des différentes études déjà réalisées, le bilan des apports de l'interférométrie radar différentielle porte sur plusieurs points [Massonnet et Feigl 1998; Bürgmann *et al.* 2000a; Feigl 2002], qui seront énumérés ci-dessous.

- **Modélisation de la rupture principale**

L'interférométrie a permis d'améliorer la modélisation des paramètres du séisme à plusieurs niveaux. Ces modélisations se placent, la plupart du temps, dans l'approximation élastique en utilisant les formules analytiques d'Okada [1985]. L'estimation de paramètres du séisme peut s'effectuer en partant d'un modèle a priori qui est affiné au fur et à mesure des essais. De façon plus systématique, l'estimation de l'ensemble des paramètres peut être obtenue par l'emploi d'une méthode d'inversion cherchant à minimiser la différence entre le déplacement modélisé et le déplacement observé. En partant d'une géométrie de faille prédéfinie, il est aussi possible d'inverser la distribution du glissement sur la faille en décomposant celle-ci en sous-failles. Ces inversions peuvent être effectuées conjointement avec d'autres données géodésiques et/ou en combinaison avec des données sismologiques [Hernandez *et al.* 1999; Delouis *et al.* 2002; Salichon *et al.* 2003].

- **Réactivations de failles proches induites par le choc principal**

En sus de la cartographie de la rupture de surface (lorsqu'elle a lieu) du choc principal, l'interférométrie radar a mis clairement en évidence la présence de ruptures secondaires ayant lieu sur des failles proches de la faille principale. Ces réactivations induites par le choc principal sont nettement moins importantes que les glissements sur la faille principale (typiquement de quelques centimètres contre quelques mètres). L'interférométrie est un outil de prédilection pour la détection de ces phénomènes. Bien que déjà observés auparavant, l'interférométrie semble montrer que ces phénomènes sont assez fréquents lors de grands séismes, comme en témoigne le nombre croissant des observations qui y font référence [Massonnet *et al.* 1994b; Price et Sandwell 1998; Berberian *et al.* 2001; Wright *et al.* 2001a; Fialko *et al.* 2002; Amelung et Bell 2003]. L'origine de ces réactivations induites reste encore discutée : il peut s'agir d'un phénomène lié à un changement des contraintes statiques, ou bien d'un phénomène plus dynamique, en relation avec le passage des ondes sismiques.

- **Rotation de bloc**

Peltzer *et al.* [1994] ont mis en évidence la rotation d'un bloc rigide, autour d'un axe horizontal ("tilt"), occasionnée par le séisme de Landers de 1992 en Californie. Ce bloc de quelques kilomètres carrés est limité par deux failles réactivées lors du séisme. Ce type d'observation montre les capacités de l'interférométrie radar différentielle à étudier le gradient de déplacement en champ proche et ainsi à mieux comprendre la réponse de la croûte supérieure à la rupture sismique.

- **Déformations post-sismiques**

Ce sont des déformations transitoires qui suivent un séisme. Nous les incluons ici dans les effets liés aux séismes, bien que ces déformations, pouvant durer de quelques jours à plusieurs années, puissent aussi être considérées comme des déformations intersismiques. L'interférométrie radar a permis d'améliorer de façon significative la vision spatiale de ces phénomènes, alors que, parallèlement, le GPS continu en donnait la dimension temporelle. L'intérêt des déformations postsismiques réside dans le fait qu'elles donnent des informations sur la rhéologie de la croûte, et qu'elles permettent de mieux évaluer les changements de contrainte sur les failles proches. Le séisme de Landers a été l'objet de plusieurs études qui ont mis en évidence, par interférométrie différentielle, différents mécanismes de la déformation postsismique [Massonnet *et al.* 1994b; Massonnet *et al.* 1996b; Peltzer *et al.*

1996; Thatcher *et al.* 1997; Peltzer *et al.* 1998; Pollitz *et al.* 2000]. Les séismes d'Hector Mines [Pollitz *et al.* 2001; Jacobs *et al.* 2002], d'Izmit [Reilinger *et al.* 2000] ont également donné lieu à ce type d'observation (pour une discussion sur les mécanismes, voir [Feigl 2001]).

c) Potentialités à Taiwan

Pour étudier les possibilités d'employer l'interférométrie radar différentielle à l'étude des déplacements co-sismiques passés ou à venir, nous analysons à la fois les données de la sismicité instrumentale et les données concernant les failles actives sismogéniques.

La Figure 52 donne une idée de la répartition des séismes de magnitude M_w supérieure à 5 sur la période 1978-2003. La répartition de ces séismes, pris avec une profondeur inférieure à 25 km, est inégale. A terre, le Nord et le Sud de l'île sont relativement épargnés alors que les régions de Hualien à l'Est et de Taichung à l'Ouest semblent être de meilleures "cibles" pour une étude cosismique. La région de Hualien est la zone la plus sismique de Taiwan. Elle correspond au passage de la subduction vers le Nord de la plaque Philippines avec l'orogène (voir §II.A.1). Les séismes de magnitude supérieure à 5 y sont assez fréquents. Toutefois, du point de vue des interférogrammes, la zone cohérente qui permettrait d'observer ces événements se limite à une bande de plaine de quelques dizaines de km^2 , située à l'extrémité Nord de la Vallée Longitudinale. A l'Ouest, la répartition est marquée par les séismes correspondant à la séquence du séisme majeur de Chi-Chi de magnitude $M_w = 7.6$. Le choc principal a eu lieu le 21 septembre 1999, c'est le plus fort séisme qu'ait connu l'île au XX^{ème} siècle. Plusieurs répliques de magnitudes supérieures à 6 ont accompagné le séisme. La magnitude et la localisation de ces séismes proches de la plaine côtière font du séisme de Chi-Chi un cas propice pour l'étude interférométrique, comme le montrera le Chapitre III.

Toutefois, mis à part ce séisme relativement exceptionnel, la plaine côtière connaît une sismicité plutôt caractérisée par des séismes de magnitudes comprises entre 5 et 6. La possibilité de les étudier dépend de leur profondeur, mais aussi des paramètres de la source. Les séismes favorisant les déplacements verticaux (auxquels est particulièrement sensible l'interférométrie radar) seront plus facilement observables.

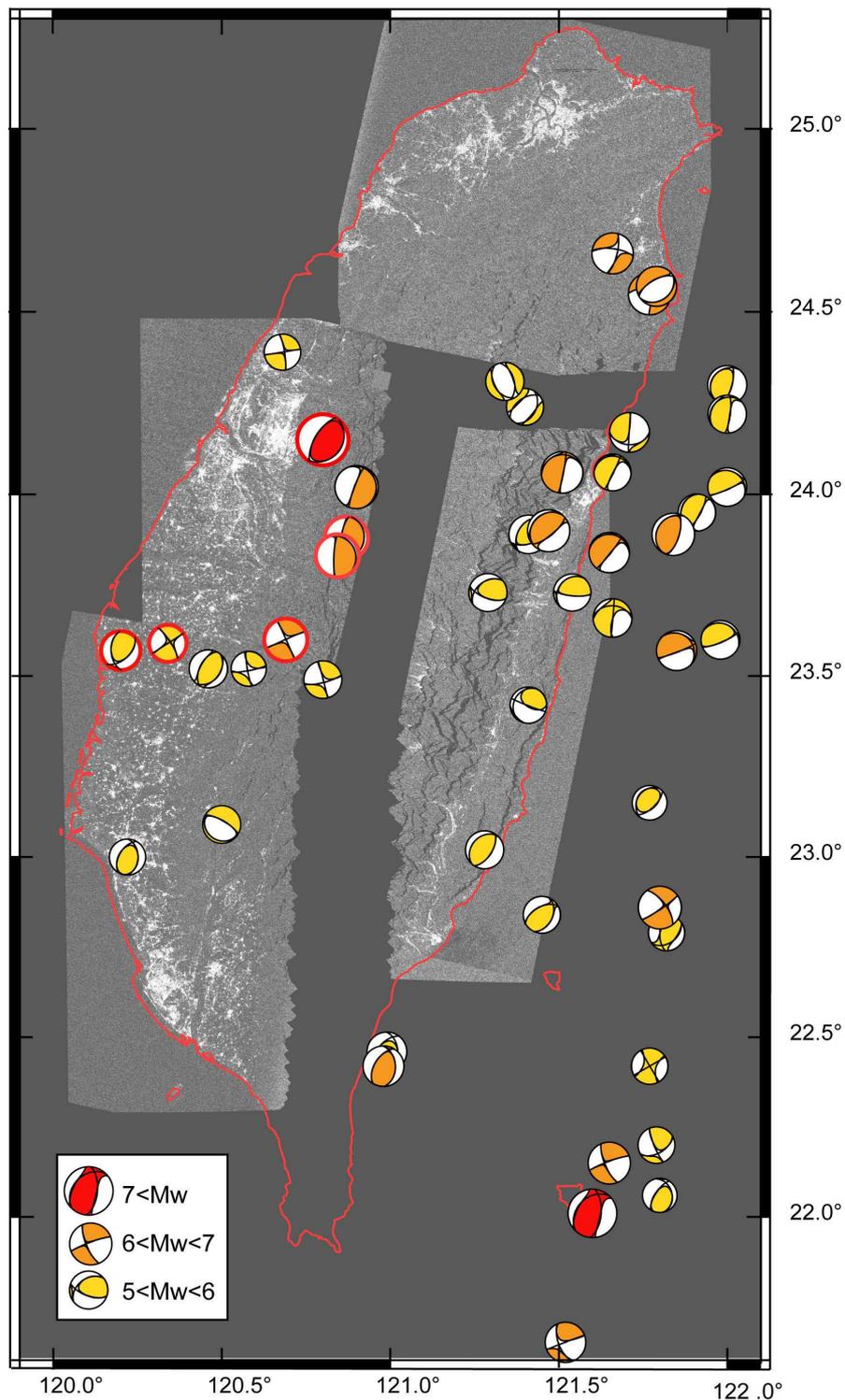


Figure 52 : Mécanisme au foyer des séismes de magnitude M_w supérieure à 5 et de profondeur inférieure à 25 km, entre 1978 et 2003.

Les données sont issues du catalogue Harvard CMT. La taille et la couleur des mécanismes au foyer représentés sont fonction de la magnitude du séisme. Le trait rouge correspond au trait de côte et l'image de fond correspond à la cohérence donnée en Figure 47.

Les mécanismes au foyer entourés en rouge correspondent aux répliques du séisme majeur de Chi-Chi, ($M_w = 7.6$, le seul mécanisme en rouge à terre).

Les failles sismiques, ou potentiellement sismiques, peuvent être considérées comme des indicateurs de futurs grands séismes à venir. Une compilation de ces failles effectuée par Chang C.P. [2001], est fournie en Figure 53. Ces failles sismiques ou reconnues comme potentiellement sismiques se répartissent en deux grandes zones : à l'Est dans la Vallée Longitudinale et à l'Ouest le long des piedmonts. En considérant la sismicité instrumentale sur une période de temps un peu plus longue (depuis 1906) et en ne retenant que les failles réactivées par des séismes caractéristiques de magnitude supérieure à 7, la même tendance se retrouve. Le faible nombre de failles dans la Chaîne Centrale n'est pas nécessairement significatif car il s'agit d'une région relativement mal connue. Toutefois, la sismicité instrumentale comme la sismicité historique [Chang 2002], semblent montrer que la Chaîne Centrale n'est pas un lieu privilégié de la déformation cosismique.

Il en ressort que la répartition des failles sismiques n'est pas défavorable à l'interférométrie radar dans la mesure où ces failles se situent presque toutes à proximité de zones cohérentes. Les mécanismes au foyer des grands séismes caractéristiques sont essentiellement en chevauchement ou en décrochement. Si les chevauchements favorisent les déplacements verticaux, il faut toutefois noter qu'à Taiwan, la plupart du temps, le bloc chevauchant (qui connaît les plus fortes déformations) est recouvert de végétation, ce qui est défavorable à l'observation interférométrique. Ainsi, les séismes en décrochement situés dans la plaine côtière (du type des séismes de 1906, 1935 ou 1946) seraient les plus favorables à l'observation par interférométrie. Cette conclusion est d'autant plus valable que l'orientation EW à SW-NE de ces failles est favorable à la visée radar de la plupart des satellites, dirigée vers l'Ouest en orbite descendante ou vers l'Est en orbite ascendante. En effet, les déplacements horizontaux de tels séismes sont essentiellement E-W et leur projection sur l'axe de visée du radar correspond à de plus grands changements de phase interférométrique que pour des déplacements de même amplitude mais N-S.

L'autre atout de Taiwan pour les études cosismiques par interférométrie est de disposer de nombreuses données GPS et sismologiques à l'appui des interférogrammes. Ceci est favorisé par le fait que ces réseaux sont particulièrement denses aux endroits où la cohérence est bonne (en zones urbaines).

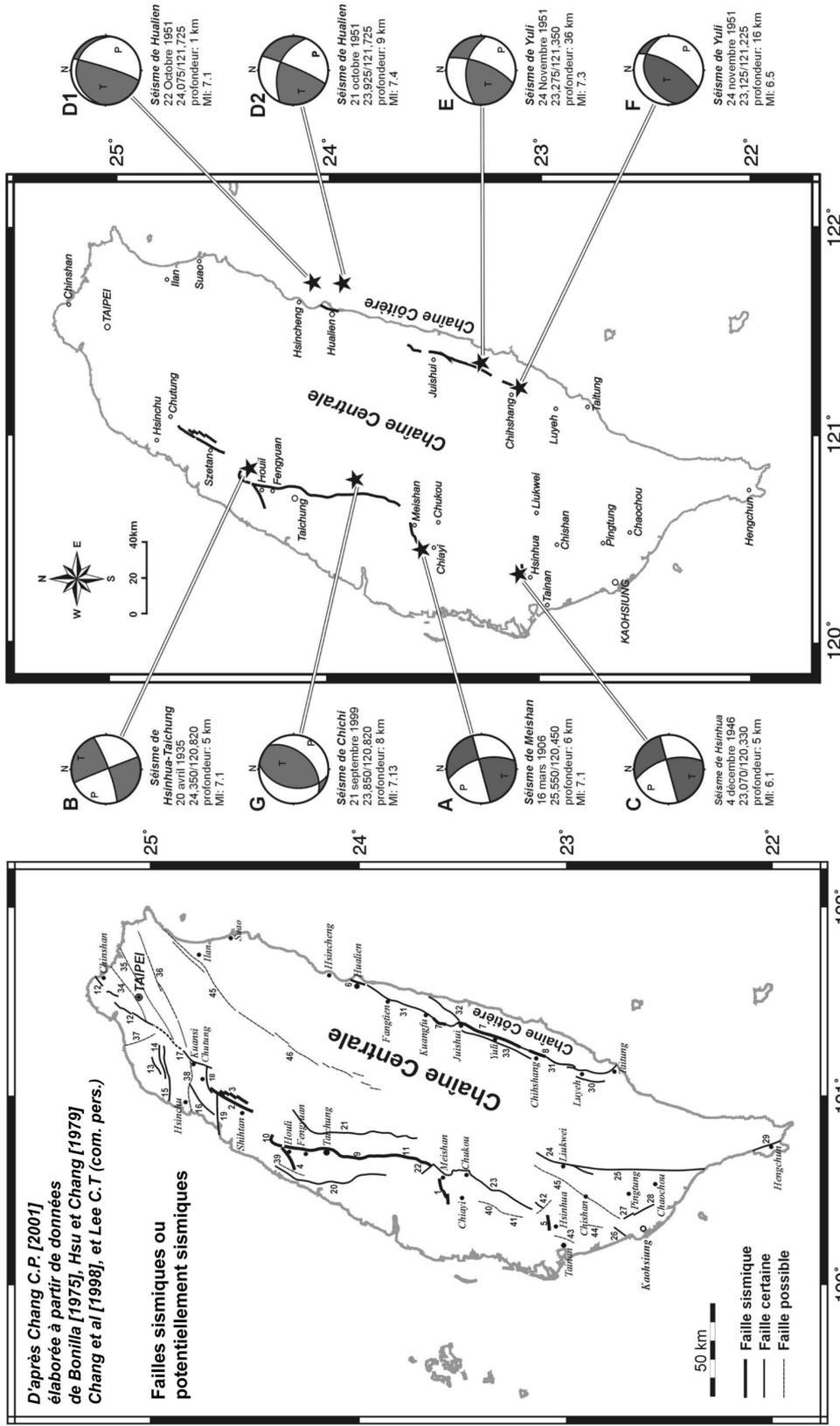


Figure 53 : cartes des failles sismiques ou potentiellement sismiques. D'après Chang C.P. [2001].

3. La déformation actuelle inter-sismique :

a) Les données disponibles à Taiwan

Taiwan possède un important réseau de stations GPS [Yu *et al.* 1997], qui s'ajoute aux réseaux classiques, locaux ou couvrant toute l'île, mesurés par la géodésie terrestre (nivellement, triangulation ou trilatération). La mesure régulière de ces réseaux met en évidence des déplacements inter-sismiques centimétriques dans l'île.

- Les déplacements horizontaux

Le réseau GPS fournit une vision globale des déplacements ayant lieu dans l'île. Bien que les stations GPS enregistrent les trois composantes du déplacement, la composante verticale est moins bien contrainte. De ce fait, la dernière publication détaillée des données de déplacements couvrant l'ensemble de l'île [Yu *et al.* 1997] ne donne que la composante horizontale des déplacements. Les résultats de cette étude sont montrés sur la Figure 54. Les 131 stations du réseau montrent une diminution générale des vitesses, d'Est en Ouest de l'île. Une diminution brutale des vitesses a lieu au passage de la Vallée Longitudinale. Cette discontinuité de vitesse absorbe environ 3 cm de déplacement horizontal par an. Du sud au Nord de la Chaîne Côtière, on observe une diminution des vitesses qui semble indiquer qu'une partie de la déformation est prise en mer. L'orientation des vecteurs vitesse évolue à travers la chaîne, pour passer progressivement d'une direction SE-NW à E-W dans les piedmonts, à une direction SW-NE dans la région de Kaohsiung (au SW de l'île). Dans la partie nord de l'île, les vecteurs vitesse tournent vers le Nord, puis vers l'Est et le SE. Cette rotation apparente est en relation avec la déformation en extension NW-SE qui a lieu dans la plaine d'Ilan.

- Les déplacements verticaux

Les données disponibles concernant ce type de déplacement sont de moins bonne qualité que celles fournies par le GPS sur le déplacement horizontal. A notre connaissance, la seule étude des déplacements verticaux actuels couvrant toute l'île est celle de Chen [1984]. Chen a établi une carte des vitesses de déplacements verticaux à partir de la comparaison de deux triangulations du réseau géodésique taiwanais, la première effectuée entre 1914 et 1921, et la seconde entre 1976 et 1979 (voir Figure 55).

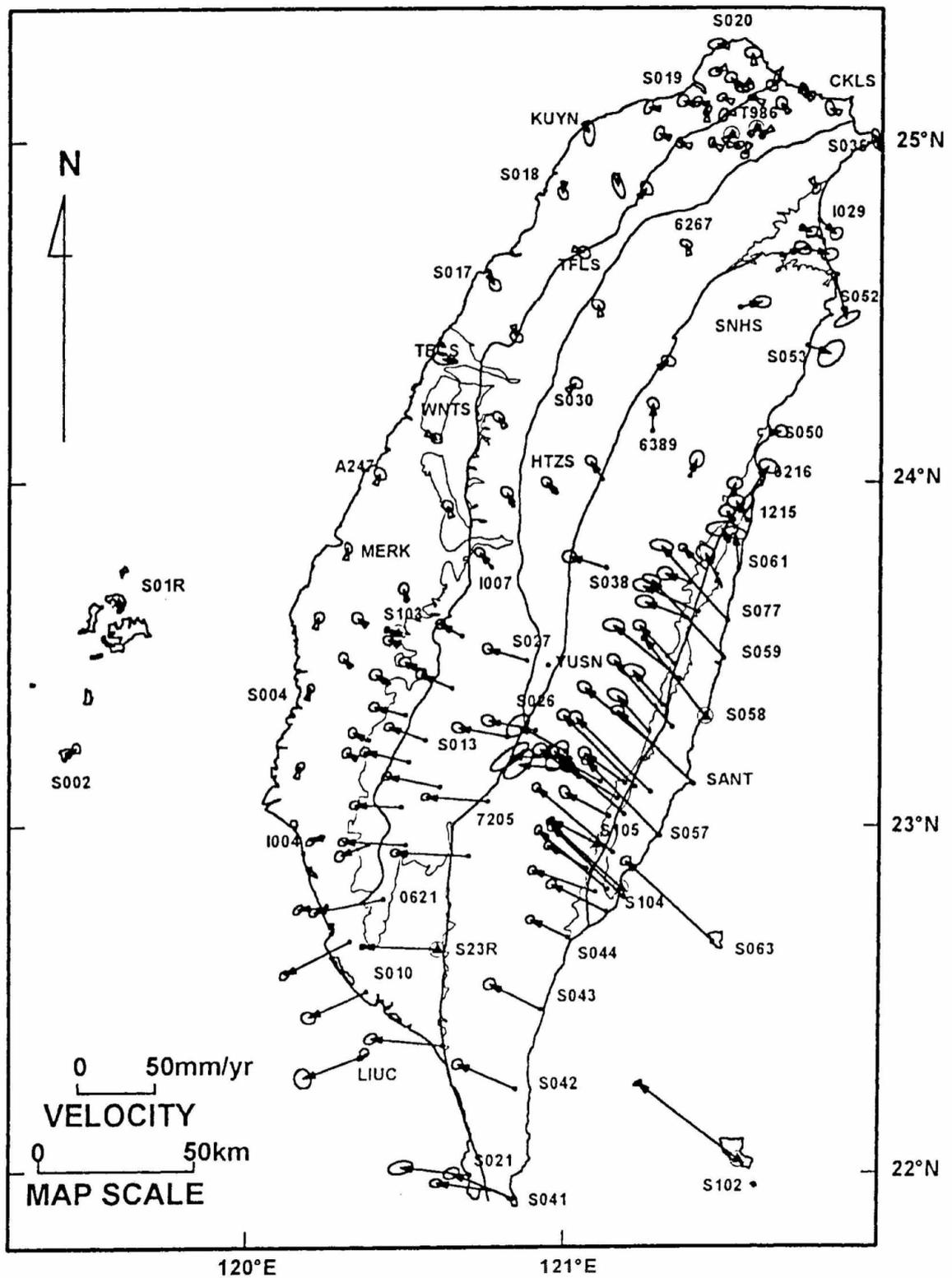


Figure 54 : vitesses de déplacement des stations GPS à Taiwan relativement à la station S01R située sur les îles Penghu.

Les vitesses ont été calculées à partir de 4 à 6 mesures pour chaque station entre 1990 et 1995. L'ellipsoïde de confiance à 95% est fournie à l'extrémité de chaque flèche. D'après Yu [1997]

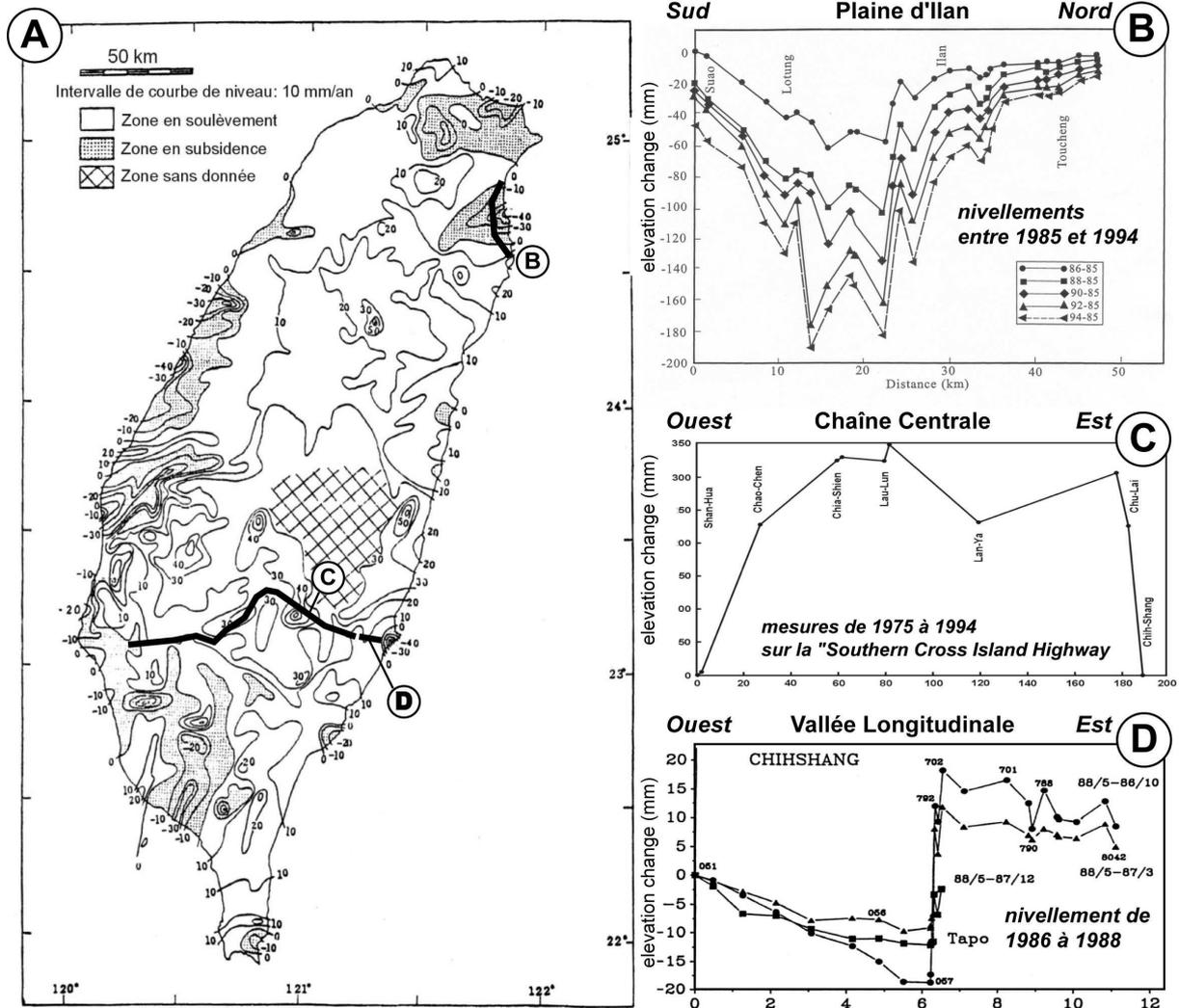


Figure 55 : déplacements verticaux actuels à Taiwan.

A - Carte des déplacements verticaux, issue de la comparaison de deux triangulations du réseau géodésique (1921 et 1979) **d'après Chen [1984]**. Les traits noirs épais indiquent la localisation des profils B, C et D.

B - Données de nivellement dans la plaine d'Ilan entre 1985 et 1994. **D'après Liu [1995]**.

C - Variation d'altitude calculée à partir de mesures de nivellement effectuées le long de la "southern Cross-Island Highway" entre 1975 et 1994, **d'après Liu et al**, (données disponibles sur Internet à l'adresse suivante : <http://www.sinica.edu.tw/~iuggwww/IAG/activies/iesas.htm>).

D - Variation d'altitude calculée à partir de données de nivellement effectuées entre 1986 et 1988, en suivant une ligne E-W traversant la Vallée Longitudinale (**d'après Yu et Liu [1989]**). La discontinuité de la faille de la Vallée Longitudinale apparaît clairement.

Les données de triangulation sont nettement moins précises que celles de nivellement en ce qui concerne les déplacements verticaux. Ceci expliquerait les différences significatives entre les données de nivellement disponibles et la carte (voir Figure 55). En effet, Chen donne des vitesses de soulèvement de la Chaîne Centrale allant jusqu'à 4 cm/an, alors qu'une ligne de nivellement passant par cette même zone indique des vitesses de soulèvement de l'ordre de

2 cm/an. *A contrario*, la discontinuité de déplacement sur la Faille de la Vallée Longitudinale, bien mise en évidence par le nivellement [Yu et Liu 1989], ne se retrouve pas sur la carte de Chen. Les interpolations effectuées pour dessiner les courbes de niveaux de la carte de Chen sont certainement en partie responsables de ces différences. D'autre part, l'intervalle de temps d'environ 50 ans entre les deux triangulations ne permet pas, dans les zones où de forts séismes ont eu lieu (voir Figure 53), de faire la part entre le cosismique et l'intersismique.

Ainsi, les vitesses de soulèvement de la carte de Chen sont à prendre avec une grande précaution. Ces réserves étant faites, et en tenant compte des données de nivellement, on peut tout de même en tirer de grandes tendances significatives. La Chaîne Centrale semble globalement en surrection assez rapide, cette surrection se prolonge dans les Piedmonts Occidentaux. La Chaîne Côtière, à l'Est, montre aussi une tendance au soulèvement. Ces observations sont en accord qualitatif avec les observations géologiques à plus long terme. La situation dans la plaine côtière est plus délicate à interpréter, avec une alternance de zones en subsidence et de zones en soulèvement. Les deux grands bassins de Pintung au Sud et d'Ilan au Nord-Est montrent une subsidence rapide en accord avec le nivellement.

• Les caractéristiques des déformations intersismiques à Taiwan

En combinant les données de déplacements verticaux et horizontaux, les grands traits de la déformation intersismique de l'île se dessinent :

La Chaîne côtière est en soulèvement et en raccourcissement. La déformation y est plus importante au Sud qu'au Nord où la déformation semble être absorbée en partie en mer. La Vallée longitudinale est une zone charnière où la déformation se localise principalement sur la faille de la Vallée Longitudinale et s'effectue de manière asismique [Yu et Liu 1989; Angelier *et al.* 1997; Lee, J. C. *et al.* 2001a; Yu et Kuo 2001]. Le raccourcissement horizontal à travers la vallée atteint 3 cm/an. La Chaîne Centrale connaît un soulèvement rapide pouvant atteindre 2 cm/an. Ce soulèvement s'accompagne d'une extension E-W sur la bordure orientale de l'île mise en évidence par le GPS [Yu *et al.* 1997]. Au NE, la plaine d'Ilan subit une subsidence rapide (2-3 cm/an) liée à l'extension du bassin d'Okinawa. La partie NW de Taiwan et le bassin de Taipei sont peu affectés par la déformation intersismique. Dans la zone de piedmonts, le raccourcissement s'effectuant au travers de chevauchements s'accompagne de soulèvements. Yu et Chen [1998] ont mis en évidence le rôle de la zone de faille de Choukou (voir Figure 53) qui absorbe jusqu'à 3 cm de raccourcissement horizontal. Dans la région de Kaohsiung, La rotation des vecteurs vitesse est compatible avec un échappement de la zone

vers le SW, absorbé par des mouvements décrochants. Des modélisations numériques basées sur les déplacements GPS suggèrent que, pour expliquer l'échappement du SW, le déplacement intersismique se fasse en partie par du glissement asismique sur des discontinuités majeures [Hu *et al.* 1997; Hu *et al.* 2001].

b) Intérêt et limites des données interférométriques

L'ordre de grandeur des déformations intersismiques à Taiwan est compatible avec les capacités de l'interférométrie différentielle. L'interférométrie est particulièrement sensible aux déplacements verticaux, ce qui complète bien les capacités du GPS. Pour l'étude de telles déformations, la forte densité d'échantillonnage de l'interférométrie radar est un atout par rapport aux autres méthodes existantes. Cette caractéristique permet de traiter de problématiques concernant la continuité des déformations intersismiques. En effet, deux grands modes de déformations intersismiques peuvent être distingués :

- Déformations localisées sur une faille :

Dans ce premier mode, la déformation se concentre sur des zones de failles, et l'essentiel de la déformation est pris par le glissement le long du plan de faille (le terme de "creep" est souvent utilisé). Ce type de glissement particulièrement bien étudié en Californie sur la faille de San Andreas [Rosen *et al.* 1998; Bürgmann *et al.* 2000b; Peltzer *et al.* 2001a] peut prendre des formes variables. Ce glissement asismique peut être accommodé de manière régulière ou transitoire parfois en réponse à d'autres séismes [Lyons et Sandwell 2003]. Selon que le glissement est proche de la surface ou en profondeur, sa signature spatiale sera plus ou moins marquée par une discontinuité. L'estimation de la distribution de ce glissement sur une faille nécessite des mesures spatialement denses autour de la faille, que les stations GPS (souvent espacées de plusieurs kilomètres) ne fournissent pas. A Taiwan, des glissements asismiques dans la partie supérieure de la faille de Chihshang (Vallée Longitudinale) ont été clairement identifiés et caractérisés [Angelier *et al.* 1997].

- Déformations diffuses

La déformation intersismique peut aussi être plus largement distribuée. Elle correspond à la déformation élastique de la croûte consécutive à l'augmentation progressive des contraintes, dans le cadre du cycle sismique. De telles observations ont pu être effectuées par interférométrie radar [Wright *et al.* 2001b; Chlieh *et al.* submitted 2003]. Cependant, on

approche les limites de la méthode car ces gradients de déplacement sont très faibles : le signal tectonique se confond avec les signaux orbitaux et atmosphériques. Si la déformation est régulière, cette limite peut être repoussée à condition de disposer d'un grand nombre d'images acquises régulièrement et sur une période suffisamment longue (voir §I.C.2). Les phénomènes de subsidence tectonique dans un contexte extensif font également partie des déformations tectoniques diffuses. La Vallée de la Mer Morte, qui a donné lieu à des études interférométriques [Baer *et al.* 2002; Sarti *et al.* 2003], en est un exemple.

c) Le potentiel des données interférométriques à Taiwan

D'une manière générale, on peut noter qu'à Taiwan les gradients des principaux déplacements intersismiques sont plutôt E-W, ce qui est favorable à l'observation interférométrique. La présence d'un réseau GPS dense est un atout pour l'utilisation de l'interférométrie radar, notamment pour l'interprétation en trois dimensions des données fournies par les interférogrammes.

La Figure 56 superpose une carte du champ de déformations dans l'île [Chang 2002] à la carte de cohérence estimée précédemment. Le champ de déformation horizontal est estimé à partir des données GPS de Yu [1997] (voir aussi Kato *et al.* [2000]). La superposition met en évidence plusieurs zones favorables à l'observation des déformations intersismiques par interférométrie radar différentielle :

Au SW de l'île, de Chiyai à Pintung, les déformations, bien que diminuant rapidement dans la plaine côtière semblent suffisamment importantes pour pouvoir être étudiées. Dans cette région complexe du point de vue géologique, l'interférométrie peut aider à mieux comprendre comment se distribue la déformation en précisant s'il existe ou non des discontinuités.

Dans la Vallée Longitudinale où la déformation est importante et très localisée, l'interférométrie peut aider à préciser la localisation des discontinuités et à quantifier le déplacement, en complément des réseaux géodésiques locaux et du GPS. Toutefois, dans la Vallée Longitudinale, nettement moins urbanisée que l'Ouest de Taiwan, la cohérence se perd plus vite que dans la plaine côtière. Une approche de type "Permanent Scatterers", telle qu'elle a été mentionnée dans la section I.C.2, permettrait d'atténuer cette forte limitation. Dans la partie Nord, où la déformation est plus diffuse, une attention particulière devra être portée à la superposition des effets intersismiques et cosismiques non négligeables dans la région de Hualien.

La plaine d'Ilan, où les déplacements verticaux dominant, ressort également comme une zone d'étude intéressante. L'interférométrie peut servir à mieux décrire la répartition des déformations bien calibrées par le nivellement et le GPS. La recherche de discontinuités structurales pourrait permettre de mieux comprendre la transition entre les structures tectoniques en terre et en mer. Une telle étude devra faire la part entre la subsidence liée à des phénomènes saisonniers et aux activités humaines et les effets réellement tectoniques (une telle démarche a été appliquée avec succès à Los Angeles [Bawden *et al.* 2001]).

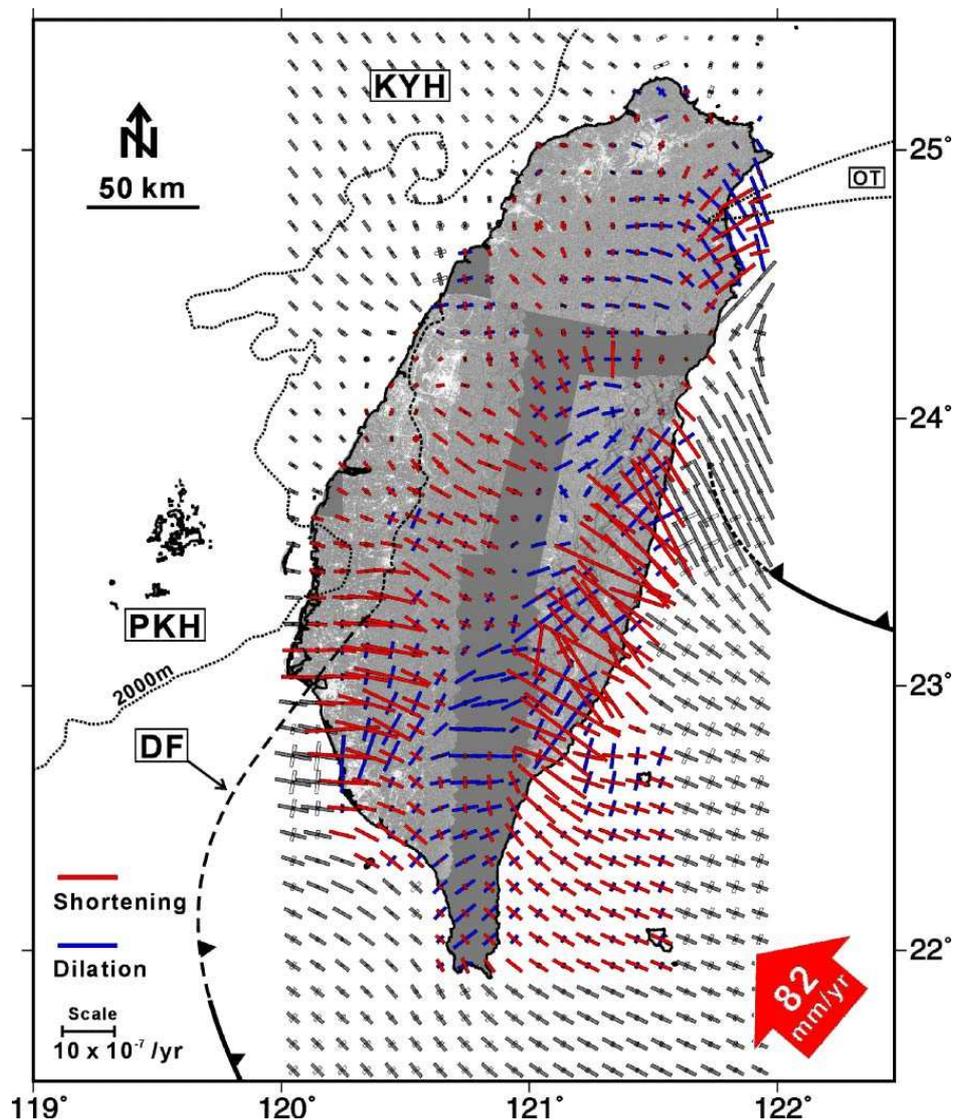


Figure 56 : Carte du champ de déformations horizontales inter-sismiques d'après les données GPS.

La carte des déformations est d'après Chang T.-Y. [2002], les barres rouges indiquent la direction et l'amplitude des vitesses de la déformation en compression, les barres bleues indiquent les déformations en extension. Les données extrapolées à partir du GPS sont en gris. Le fond de carte correspond à la mosaïque de cohérence de la Figure 47. PKH : môle de Peikang, KYH : môle de Kuanyin, DF : front de déformation.

C. Présentation des études de cas : choix des régions d'études, des données et de la mise en oeuvre adoptée

Pour étudier les apports de l'interférométrie radar différentielle à Taiwan, une étude exhaustive des phénomènes tectoniques n'étant pas envisageable dans cette thèse, nous avons choisi de nous intéresser à quelques cas caractéristiques de la déformation de l'île. Le choix des régions d'étude s'est fait autour de deux thèmes : l'étude d'un séisme (chapitre 3), et l'étude de déplacement tectonique lent (chapitre 4). Nous décrivons ici la méthode interférométrique et les données que nous avons employées pour réaliser ces études.

1. Choix des régions d'études

Le séisme majeur de Chi-Chi de 1999 ($M_w = 7.6$) s'est imposé d'emblée comme une cible particulièrement intéressante. Il s'agit du séisme le plus important du XX^{ème} siècle à Taiwan et s'est aussi montré le plus dévastateur. Situé à la limite entre une zone très peu cohérente et une zone cohérente, une partie des déplacements sont donc observables par interférométrie. Du point de vue du cycle sismique, il s'agit d'un séisme caractéristique, qui est survenu dans une région où la déformation intersismique est faible. En fait cette faible déformation traduit une accumulation de la déformation élastique distribuée dans un grand volume de roche brutalement relâchée lors du séisme. La déformation cosismique est ici représentative du cycle sismique et de la déformation à long terme, d'où l'intérêt de son étude.

Pour l'étude des déplacements intersismiques, nous avons essayé de nous intéresser à des zones qui nous semblaient les plus favorables du point de vue de la cohérence et qui présentaient des déformations suffisantes. Le SW de l'île nous est apparu comme un choix raisonnable. A partir des premiers interférogrammes obtenus sur la zone, nous avons choisi de cibler la région de Tainan. Cette région connaît des déplacements intersismiques centimétriques localisés sous une zone urbaine qui assure le maintien d'une bonne cohérence à long terme dans les interférogrammes. La présence d'une déformation aussi importante à cet

endroit de l'île n'était pas attendue, Tainan étant classiquement considérée comme une zone relativement stable et non affectée par le front de déformation, d'où l'intérêt de cette étude. Une étude préliminaire sur la région de Kaohsiung a été également engagée, elle s'intéresse à la faille de Fengchun qui semble connaître du glissement asismique. De plus, une évaluation des possibilités d'étudier le glissement asismique de la faille de la Vallée Longitudinale sur le site test de Tapo est en cours. Tapo est une petite ville où le glissement de la faille est clairement identifié et quantifié [Angelier *et al.* 1997; Lee *et al.* 1998; Angelier *et al.* 2000; Lee *et al.* 2000]. La question est de savoir si la cohérence est suffisante ou non pour permettre de détecter ce phénomène par interférométrie.

2. Méthodologie INSAR adoptée

- Choix de la méthode

Comme nous l'avons évoqué au chapitre I, il y a plusieurs méthodes et mises en oeuvre pour produire un interférogramme différentiel à partir d'images SAR. Parmi les grandes approches du problème on distingue l'interférométrie différentielle utilisant 3 ou 4 images [Zebker *et al.* 1994a] pour réaliser un interférogramme sans avoir recours à un MNT, de l'interférométrie différentielle n'ayant besoin que de deux images et d'un MNT [Massonnet et Rabaute 1993]. Rappelons que l'adjectif "différentiel", attribué à la technique, vient du fait qu'elle nécessite la connaissance de la topographie pour soustraire les effets liés au relief qui gênent l'identification de déplacements du sol. Dans la première méthode, l'information sur la topographie est fournie par un interférogramme non différentiel, alors que dans l'autre cas un MNT est utilisé (voir B.5.c).

La deuxième approche permet de s'affranchir des problèmes d'atmosphère ou de décorrélation inhérents à tout interférogramme. Cependant, elle exige un MNT de bonne qualité afin de limiter les erreurs topographiques lorsque la base de l'interférogramme devient trop importante. La disponibilité d'un MNT de bonne qualité sur Taiwan nous a permis d'envisager la seconde approche. La méthode développée par le CNES (Centre National d'Etudes Spatiales), a donné lieu à la diffusion à la communauté scientifique française d'une chaîne logicielle spécifique nommée DIAPASON. Cette diffusion s'est faite par l'intermédiaire du GDR INSAR, créé en 1997 et dirigé par K. Feigl, ayant pour but de fédérer une communauté scientifique française pour le développement et l'application de

l'interférométrie radar. La disponibilité de DIAPASON dans le laboratoire ainsi que l'expérience déjà acquise par l'équipe de télédétection de l'Université de Marne-la-Vallée ont conduit naturellement à ce choix.

- Description de la chaîne interférométrique utilisée

La chaîne interférométrique DIAPASON ("Differential Interferometric Automated Process Applied to Survey of Nature") est une suite de programmes qui permet d'élaborer un interférogramme à partir de données SAR non focalisées. La description de la chaîne est détaillée dans la Figure 57. On peut distinguer deux étapes principales : la focalisation des données brutes et la réalisation de l'interférogramme à partir de ces données focalisées.

La focalisation des données brutes se fait selon une procédure décrite par Massonnet et al. [1994a]. Retenons que cette méthode permet d'optimiser les paramètres de la focalisation en vue de l'interférométrie radar (voir p. 33), et, qu'à ce stade, seules les données brutes sont nécessaires. En sortie, on dispose pour chaque acquisition d'une image SAR complexe et d'une image d'amplitude.

La formation de l'interférogramme s'effectue ensuite en plusieurs sous-étapes. Tout d'abord une des deux images focalisées est choisie comme image dite "maîtresse". L'heure d'acquisition de la première ligne de l'image et la portée proximale (distance entre le satellite et les cellules de résolution de la première colonne) sont finement estimées à partir de l'orbite de l'image maîtresse et du MNT. Cela revient à caler précisément l'image maîtresse par rapport au MNT. La précision obtenue est de l'ordre de la moitié de la maille du MNT utilisé. Ensuite l'image dite "esclave" est rendue parfaitement superposable à l'image maîtresse. Pour cela, un modèle de déformation théorique entre les deux images est calculé à partir des données orbitales et du MNT et des mesures de corrélation locales des deux images SAR. Ce modèle permet d'affiner l'heure d'acquisition de la première ligne et la portée proximale de l'image esclave. On obtient généralement une précision à la fois globale et locale du recalage meilleure que le vingtième de pixel. Une fois l'image esclave rééchantillonnée, l'interférogramme est formé en calculant la différence de phase entre les deux images dont est soustraite la phase topographique modélisée à partir des orbites et du MNT. En sortie, Diapason fournit l'image du produit des amplitudes des deux images, l'image de cohérence et l'image de phase, en géométrie SAR et éventuellement en géométrie MNT.

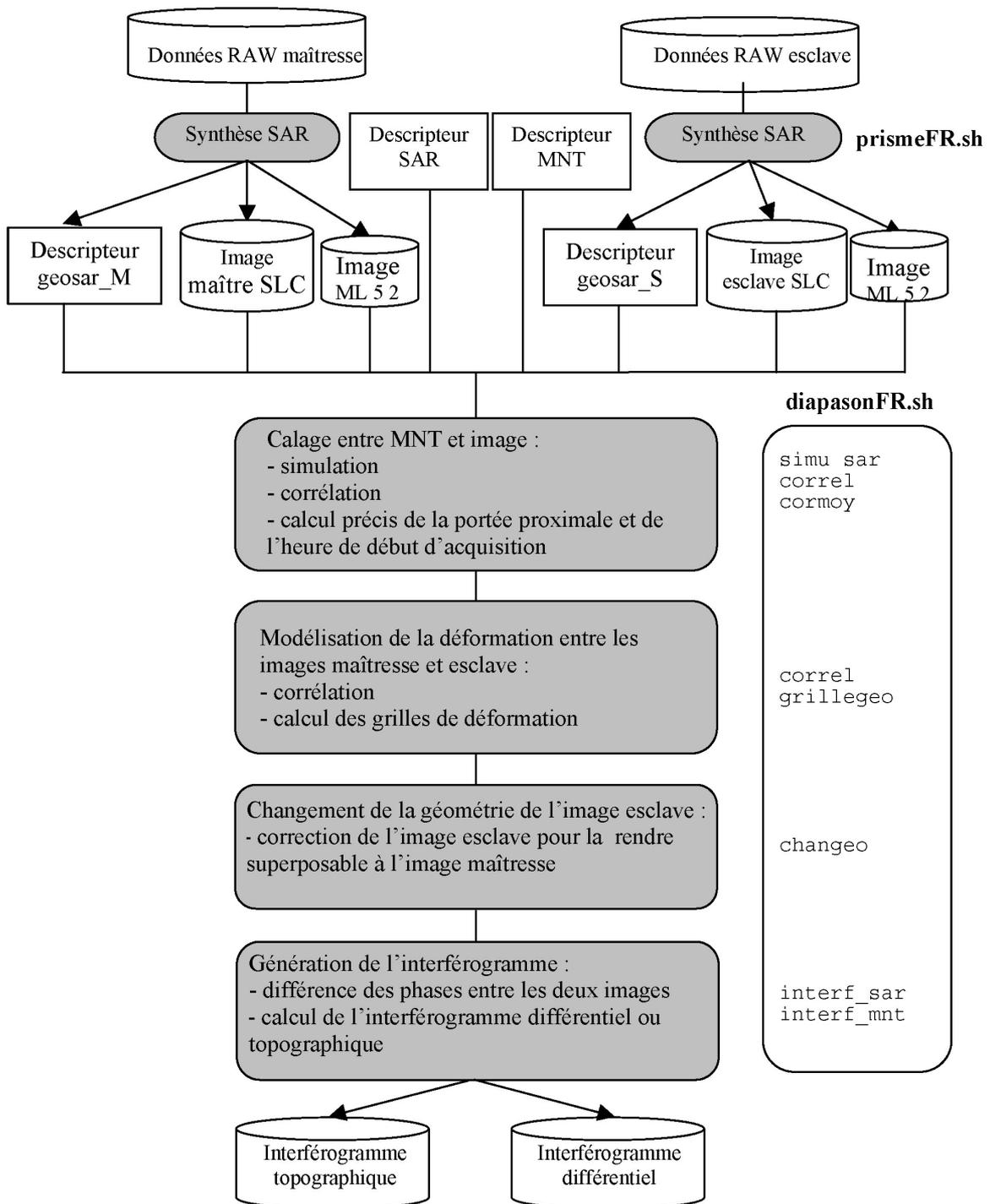


Figure 57 : description de la chaîne logicielle DIAPASON utilisée pour former les interférogrammes [Centre National d'Etudes Spatiales (C.N.E.S) 1997]

3. Choix des données

a) Les données SAR

Durant notre travail de thèse, les données SAR exploitables en interférométrie radar couvrant Taiwan provenaient essentiellement de quatre satellites ERS-1, ERS-2, JERS-1 et RADARSAT. Les données des satellites ERS-1 et ERS-2 sont compatibles entre elles et forment la plus importante base de données allant de 1991 à aujourd'hui. L'angle d'incidence non modulable, est de 23° au milieu de l'image, la longueur d'onde utilisée est de 5,6 cm. RADARSAT est opérationnel depuis 1995 et fonctionne également avec une longueur d'onde de 5,6 cm. Ses données sont caractérisées par la disponibilité d'une grande variété de modes d'acquisition avec notamment le choix entre plusieurs angles de visée allant de 20° à 49° , et plusieurs modes de résolution. Le satellite JERS a été opérationnel de 1992 à 1998, il se distingue des deux précédents par sa longueur d'onde de 23,3 cm (voir Annexe B pour plus de détails).

Nous avons choisi de n'utiliser que les données du Satellite ERS. Nous justifions ce choix par plusieurs raisons. Pour l'étude du séisme de Chi-Chi de 1999, le choix des données ERS s'est imposé par l'absence de données JERS et par le fait que les données ERS offraient les meilleurs couples cosismiques en terme de base et d'écart temporel pour notre étude. Pour l'étude des déformations intersismiques, étant limité dans le nombre d'images dont nous pouvions disposer, nous avons choisi de privilégier la répétitivité temporelle de la mesure. En effet, la répétitivité est l'un des meilleurs moyens de réduire les incertitudes sur la mesure des déplacements (voir 2) Ainsi les données ERS étaient les plus adéquates en raison de l'importance des archives disponibles, même si les données JERS avec une plus grande longueur d'onde, présentent généralement une meilleure cohérence qu'ERS [Rossi *et al.* 1996]. Dans le même esprit, nous avons choisi uniquement des orbites descendantes d'ERS, plutôt que de combiner des orbites montantes et descendantes qui permettraient d'avoir plus d'informations sur les composantes des vecteurs déplacements. Cette décision a été appuyée par la rareté des acquisitions en orbite descendante sur Taiwan et par la présence de données géodésiques permettant de calibrer le déplacement sur les zones tests. Un autre argument en faveur des données ERS était leur disponibilité pour un prix très bas compatible avec les ressources des projets financés par l'ESA et l'INSU que nous avons établis.

b) Les données orbitales et MNT

Nous avons utilisé les données orbitales fournies par le DEOS de l'Université de Delft (Pays-Bas) [Scharroo et Visser 1998] et des données du DLR [GFZ/D-PAF GeoForschungsZentrum Potsdam 1999]. Lors des comparaisons que nous avons pu effectuer entre les deux sur Taiwan, la plupart du temps les orbites de DEOS se sont révélées meilleures que celle du DLR (moins de franges orbitales).

Le Modèle Numérique de Terrain (MNT), que nous avons utilisé a un pas de 40 m et une précision de 10 m en zone de haute montagne, de 5 m en zone de moyenne montagne et de 2 m en zone de plaine (Lee C.T. com. pers). Ce MNT a été réalisé à partir de photos aériennes et localement à partir de la digitalisation de cartes topographiques au 1:5000 ou 1:10000.

Chapitre III : Etude du séisme majeur de Chi-Chi (21 septembre 1999)

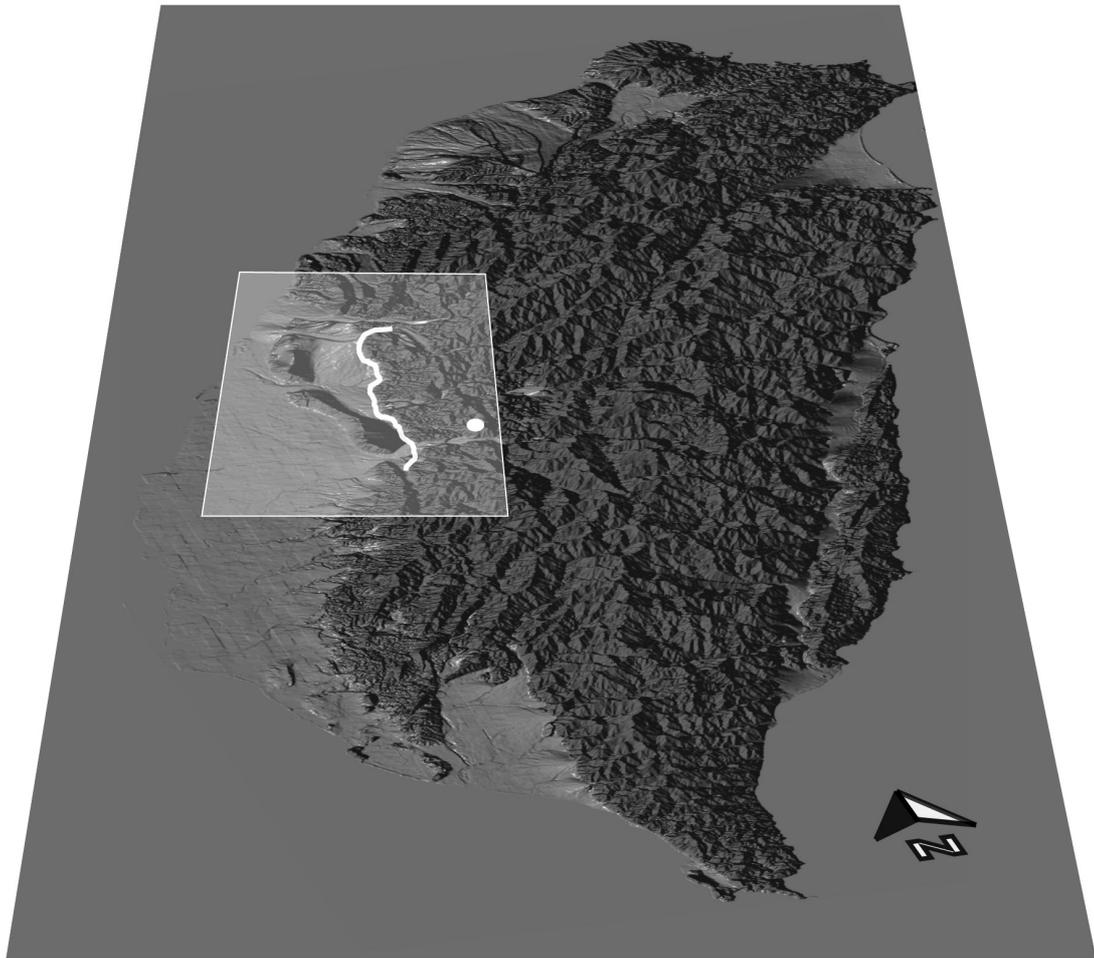


Figure 58 : Localisation de la zone d'étude du séisme de Chi-Chi

La ligne blanche indique la rupture de surface d'environ 100 km de long occasionnée par le séisme de Chi-Chi. Le point blanc correspond à l'épicentre. le cadre estompé indique la zone étudiée.

A. Présentation du Séisme de Chi-Chi.

1. Contexte

Le séisme de Chi-Chi a eu lieu au centre-ouest de Taiwan, à 1h47', heure locale, le 21 septembre 1999 (la date du 20 septembre 1999, tenant compte de l'heure universelle, est aussi souvent retenue). Ce tremblement de terre de forte magnitude ($M_w = 7.6$, $M_l = 7.3$) fut, à Taiwan, le plus destructeur ayant eu lieu au XX^{ème} siècle. Il fit plus de 2400 morts et occasionna d'importants dégâts. L'épicentre se situe près de la ville de Chi-Chi (voir Figure 58), dans une zone qui était auparavant relativement calme du point de vue sismique. Dans les mois qui ont suivi le choc principal, de très nombreuses répliques ont eu lieu (voir Figure 61). La rupture le long du plan de faille a atteint la surface, créant un spectaculaire escarpement nord-sud pouvant être suivi sur une centaine de kilomètres (voir Figure 58).

Cet épisode de la construction en cours de l'orogène a surpris par son ampleur. Si la survenue d'un séisme au front d'une chaîne de collision active est en soi un événement assez classique, les caractéristiques du tremblement de terre de Chi-Chi en font un séisme particulier. Il s'agit d'un séisme chevauchant vers l'Ouest, dans la logique de la convergence actuelle SE-NW. Les états de contrainte dérivés des mécanismes au foyer de cette séquence sismique sont en accord avec ceux mesurés auparavant dans l'île, montrant que le mécanisme de ce séisme est représentatif de la déformation de l'orogène [Kao et Angelier 2001].

En fait, c'est surtout l'importance des déplacements occasionnés par le séisme qui a modifié la vision de la déformation de la chaîne qui prévalait auparavant. Dans cette vision, la frontière située à l'Est de la chaîne dans la Vallée Longitudinale était considérée comme la zone principale de déformation. Ce raisonnement s'expliquait, en partie, par le fait que, dans l'Ouest de la chaîne, les déformations à long terme sont mal connues et les déplacements intersismiques sont faibles (voir Figure 54), contrastant avec la situation à l'Est où a lieu une forte déformation intersismique attestée par la géodésie. Le séisme de Chi-Chi a démontré que la frontière occidentale pouvait absorber autant de raccourcissement qu'à l'Est, introduisant la notion d'une double frontière de convergence des plaques, de part et d'autre de la Chaîne Centrale [Angelier *et al.* 2001]. En se fondant sur le concept de subduction-collision de la croûte continentale [e.g. Le Pichon 2001], certains auteurs ont alors proposé d'interpréter ce

séisme comme un séisme de subduction de la plaque Eurasie sous la plaque Philippines [Lallemand 2000; Seno *et al.* 2000].

Dans ce contexte, la bonne compréhension de ce séisme a donc pris un enjeu scientifique important. Avant de présenter ce que l'interférométrie radar différentielle peut apporter à cette connaissance, nous évoquons brièvement les données sismiques, géodésiques et géologiques obtenues pour ce séisme. Pour plus d'informations nous renvoyons le lecteur à deux volumes spéciaux parus sur le sujet : l'un du "Bulletin of the Seismological Society of America" [Teng *et al.* 2001], et l'autre du journal taiwanais "Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences" [Wang, C. *et al.* 2000].

2. Les données disponibles

a) Géologie et mesures de terrain

Le séisme de Chi-Chi a réactivé la faille chevauchante de Chelungpu, orientée Nord-Sud. Ce chevauchement n'est pas situé au front de déformation, qui se trouve plus à l'Ouest, à la faille de Changhua (voir Figure 59). Il s'agit donc d'un chevauchement hors-séquence [Kao et Chen 2000]. La faille marque clairement un front morphologique (voir Figure 58 et Annexe D), qui sépare les couches d'âge Plio-Miocène, caractéristiques des piedmonts occidentaux, des sédiments quaternaires déposés dans le bassin de Taichung.

Dans la coupe E-W, montrée dans la Figure 59, Mouthereau *et al.* considèrent que la faille de Chelungpu est probablement liée à une ancienne faille normale, guidant le chevauchement qui s'enracine sur un décollement profond (8-10 km). L'influence similaire d'une faille normale préexistante est bien documentée pour la faille de Changhua, où des profils sismiques révèlent la faille normale sous la rampe chevauchante (voir Figure 61). Si la présence d'une faille normale sous la faille de Chelungpu n'est pas unanimement admise [Wang, C.-Y. *et al.* 2000], un consensus se dégage pour caractériser globalement la faille par un chevauchement vers l'Ouest, à faible pendage (25 à 35°).

Nous avons pu constater sur le terrain le caractère spectaculaire de la rupture de surface (voir Figure 60). Celle-ci a donné lieu à de nombreux travaux. Une cartographie systématique très précise a été entreprise par le "Central Geological Survey" accompagnée d'un rapport détaillé [Central Geological Survey 1999a; 1999b]. Outre ce travail de nombreuses autres études ont été réalisées pour caractériser et quantifier les déformations de surface ainsi que

l'activité passée de la faille [Lin *et al.* 2001; Angelier *et al.* 2003a; Angelier *et al.* 2003b; Lee *et al.* 2003]. Globalement, on observe une tendance à une augmentation des déplacements du Sud vers le Nord et la présence d'une composante de décrochement senestre. Un trait particulier est le changement de direction de la faille dans sa terminaison nord qui tourne rapidement vers l'Est (voir Figure 59). La structure au Nord semble plus complexe [Lee *et al.* 2002], la zone de rupture devient EW, associant des chevauchements et des rétrochevauchements dont la mise en place met en évidence le rôle de l'héritage structural et des contrastes rhéologiques de la zone.

(a)

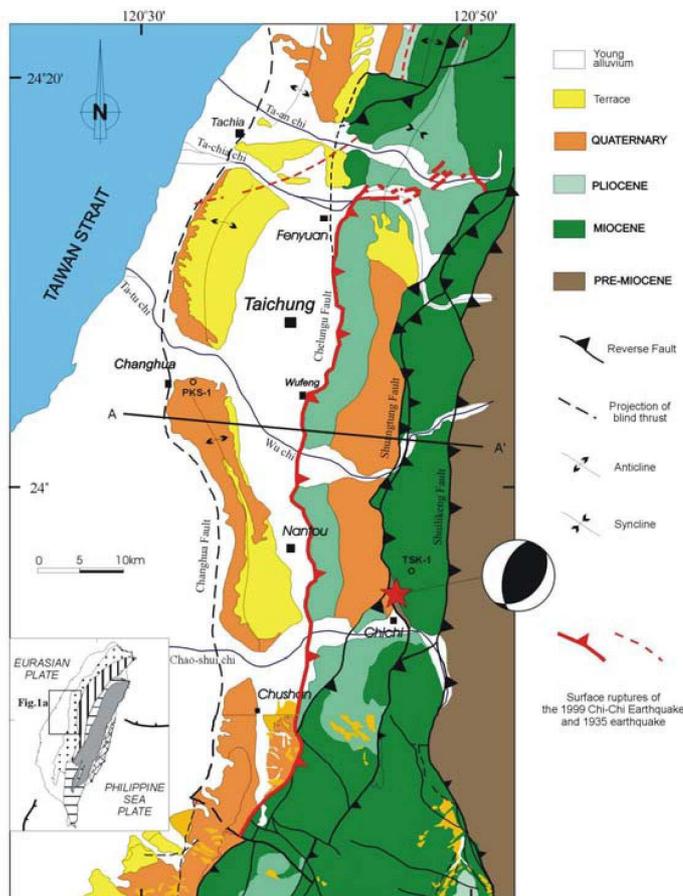


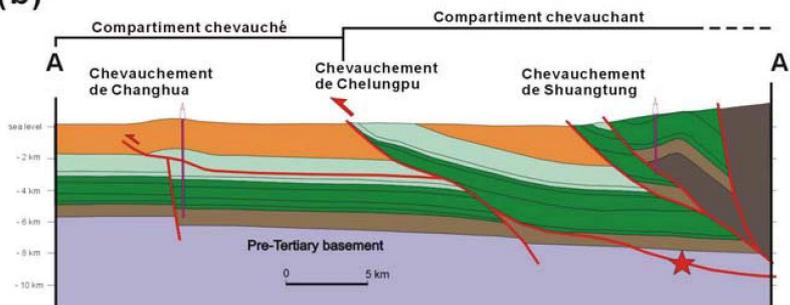
Figure 59 : Carte géologique de la région de Taichung, et coupe équilibrée EW.

- a : Carte géologique d'après les cartes de la "Chinese Petroleum Corporation" (CPC) de 1974 et de 1982.

- b : Coupe géologique équilibrée EW du front de la chaîne, d'après Mouthereau *et al.* [2001a]

Figure d'après Chang T.-Y. [2002]

(b)



Partie centrale de la faille :
Le Stade de Wufeng



Terminaison Nord de la faille :
Le barrage de Shihkang



Figure 60 : photographies de la rupture de surface

Ces photos montrent deux exemples spectaculaires de la rupture de surface.

- **En haut**, le stade de Wufeng, situé dans la partie centrale de la faille : les déplacements y atteignent 2,6 m en vertical et en horizontal.
- **En bas**, le barrage de Shihkang, situé dans la terminaison Nord de la faille. Les déplacements verticaux y atteignent 8-10 m !

Des études de l'activité passée de la faille ont également été entreprises [Chen, W. S. *et al.* 2001; Lee, J. C. *et al.* 2001b; Chen, Y. G. *et al.* 2002; Chen, W. S. *et al.* 2003; Chen, Y. G. *et al.* 2003]. Lee J.-C. *et al.* [2001b], d'après l'analyse de tranchées, estiment le temps de retour entre 267 et 400 ans. L'ensemble des études semble confirmer que le séisme de Chi-Chi a donné lieu à un "glissement caractéristique" [McCalpin 1996; Meghraoui 2001] du cycle sismique.

b) Information donnée par la sismologie

Les données sismologiques [Kao et Chen 2000; Chen, K. C. *et al.* 2001; Ma *et al.* 2001] ont permis de préciser la dynamique de la rupture. Sa durée a été d'environ 28 secondes ; elle s'est initiée dans le sud et s'est ensuite propagée vers le nord avec des glissements de plus en plus importants allant jusqu'à 8 m. La plupart des glissements ont lieu au-dessus de 10 km de profondeur. La direction de glissement change du Sud au Nord de la faille : les vecteurs glissement subissent une rotation horaire impliquant une composante senestre croissante vers le Nord. La chute de contrainte statique associée au séisme est estimée à 1,1 MPa (pour une largeur de faille de 45 km et un glissement moyen d'environ 2-3 m). Le moment sismique est estimé entre 2.9 et 3.4 10^{20} N.m.

Plus de 10000 répliques ont été enregistrées dans les 3 premiers mois qui ont suivi le choc principal, dont six avec une magnitude supérieure à 6,5. A partir de l'analyse des mécanismes au foyer des répliques, Kao et Chen [2000] montrent que la structure dominante est bien un chevauchement à faible pendage vers l'Est. Il suggère également la présence d'une zone sismique sub-parallèle située à environ 15 km sous le chevauchement principal (à 20-25 km de profondeur), alors que le décollement basal et les anciennes failles normales ne semblent pas sismiques. Les répliques situées aux extrémités de la rupture indiquent une terminaison latérale de la faille (voir Figure 61). Dans le bloc chevauché, les répliques sont peu nombreuses et assez regroupées, localisées à environ 10 km de profondeur [Chen, K. C. *et al.* 2002]. Ces répliques seraient à mettre en relation avec la charge cosismique induite par le déplacement du bloc chevauchant [Kao et Chen 2000].

Les données accélérométriques ont servi à établir les déplacements finis de la surface [Boore 2001; Ji *et al.* 2001; e.g. Wang, W. H. *et al.* 2001]. Ces données ont aussi pu améliorer la connaissance des lois d'atténuation des ondes sismiques et ont permis de mettre en évidence le rôle important des effets de site et de la structure régionale pour mieux comprendre les mouvements forts [Chang *et al.* 2001].

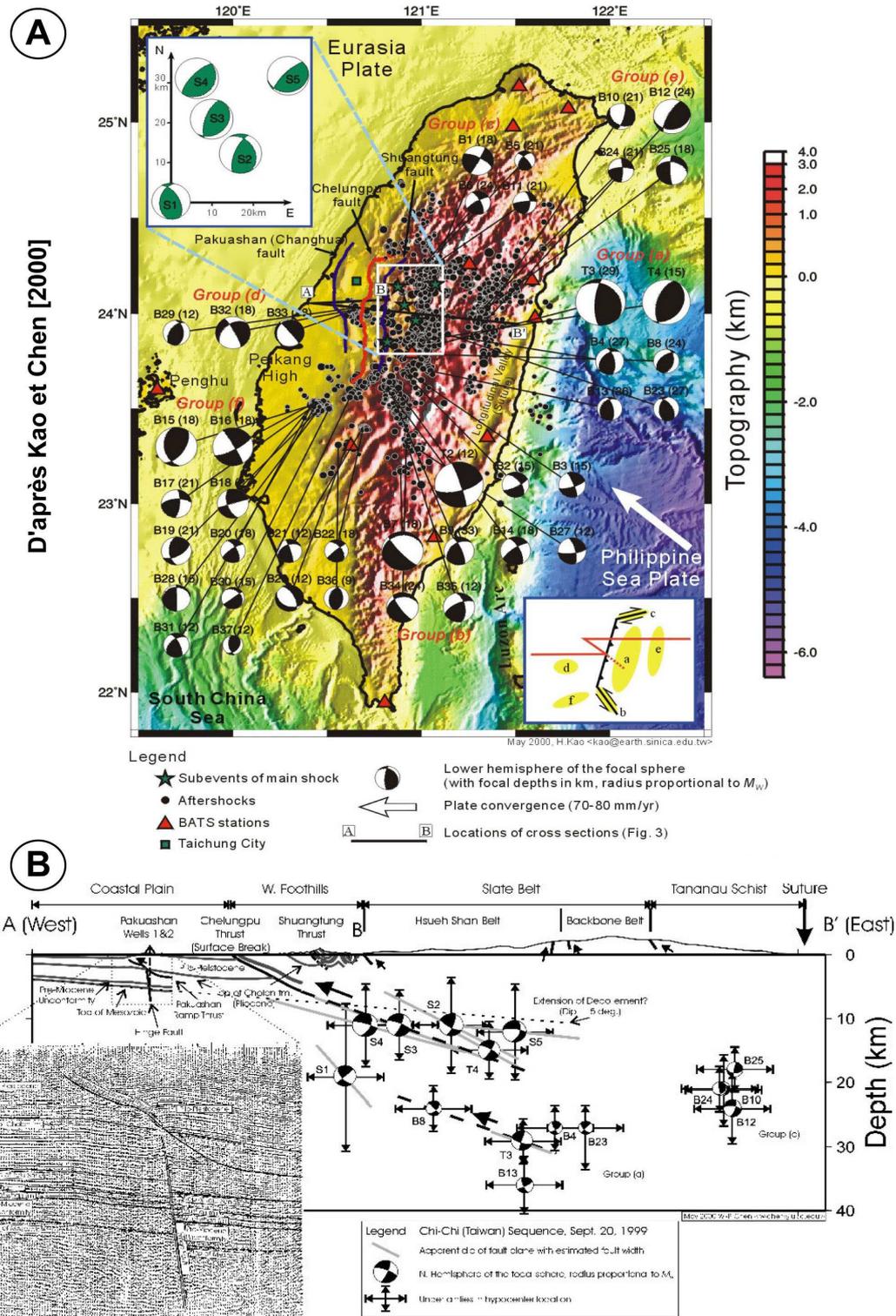


Figure 61 : chocs principaux et répliques du tremblement de terre de Chi-Chi (d'après Kao et Chen [2000])

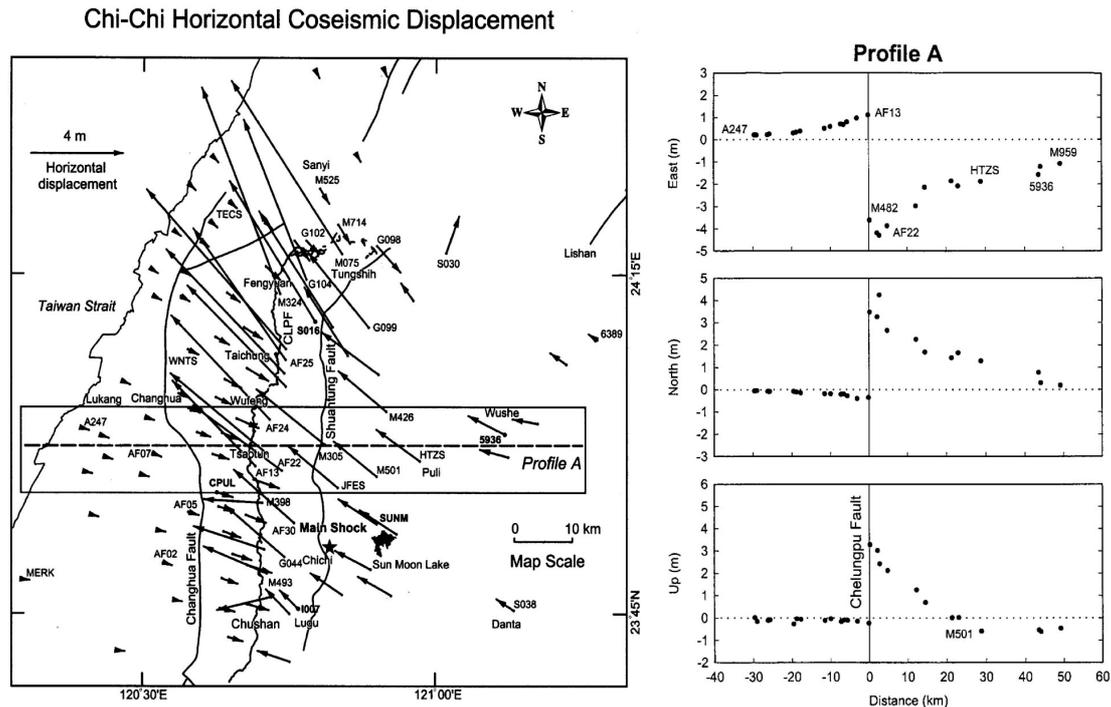
A – carte des épicentres et mécanismes au foyer. Noter l'absence de répliques à l'Ouest de la faille, à l'exception d'un cluster (groupe d) localisé à une profondeur d'environ 10 km.

B – Coupe E-W (la localisation est donnée sur la carte). Le profil sismique montre le chevauchement de Changhua, situé à l'Ouest de la rupture principale.

c) Les déplacements révélés par le GPS

Les mesures des positions de stations GPS effectuées dans les trois ans précédant le choc, comparées avec celles effectuées dans les trois mois qui l'ont suivi, ont permis d'établir précisément les déplacements cosismiques [Yu *et al.* 2001]. De grands déplacements horizontaux de 1,1 à 9,1 m ayant une direction NW à NNW ont été observés dans le bloc chevauchant. Les déplacements horizontaux y indiquent des soulèvements de 1,2 m à 4,4 m, proches de la rupture, qui décroissent rapidement vers l'Est. L'amplitude de ces déplacements croît en se rapprochant de la terminaison nord de la faille (voir Figure 62). Sur le bloc chevauché, les déplacements sont moins importants : 0,1 à 1,5 m vers le SE-ESE pour la composante horizontale, 0,02 à 0,26 m en subsidence pour la composante verticale.

Des déplacements postsismiques ont été également enregistrés par le GPS [Yu *et al.* 2001; Hsu *et al.* 2002]. Ces déplacements, qui peuvent atteindre jusqu'à 14 cm dans les 3 mois suivant le séisme, sont compatibles avec un modèle de type "after-slip", plutôt que de type viscoélastique ou poro-élastique [Hsu *et al.* 2002]. Dans le bloc chevauché, les déplacements horizontaux et verticaux sont, pour la plupart, inférieurs à 2 cm. Les déplacements sont localisés principalement dans le bloc chevauchant. Sur ce bloc, les déplacements horizontaux ont une direction Ouest à Ouest-Nord-Ouest et les déplacements verticaux peuvent atteindre 10 cm. Ces déplacements sont plus grands dans la partie sud de la rupture que dans le nord où a eu lieu le maximum de déplacements cosismiques. L'inversion de la distribution des glissements postsismiques sur le plan de faille montre que le déplacement est faible dans la région où le maximum des glissements cosismiques a eu lieu [Hsu *et al.* 2002]. Cette observation est en accord avec l'hypothèse d'un glissement post-sismique gouverné par la chute de contrainte liée au choc principal. Pour expliquer à la fois le glissement post-sismique et les répliques, Perfettini et Avouac [submitted] proposent un modèle de "brittle creep" ayant lieu dans une zone faisant la transition entre le glissement ductile en profondeur et la croûte supérieure cassante.



Chi-Chi Vertical Coseismic Displacement

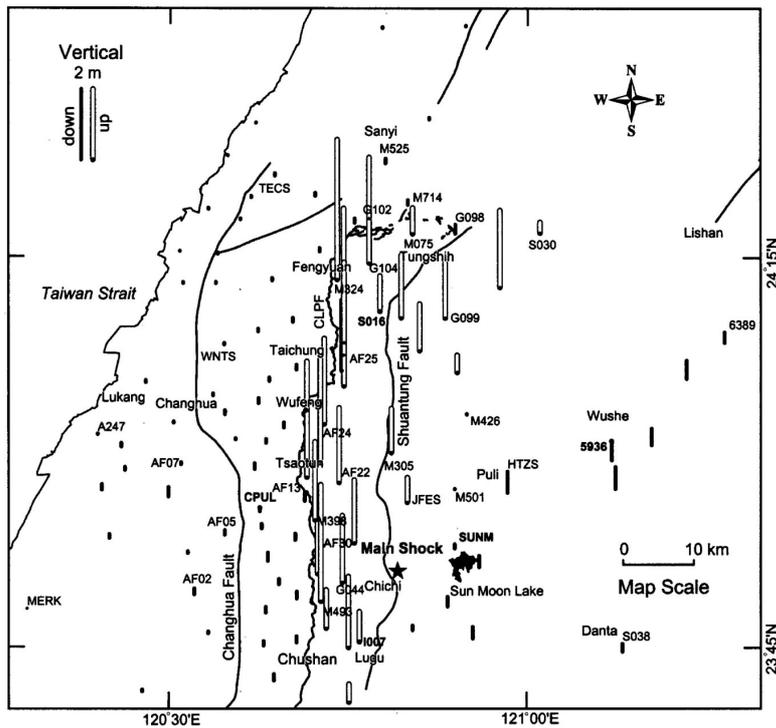


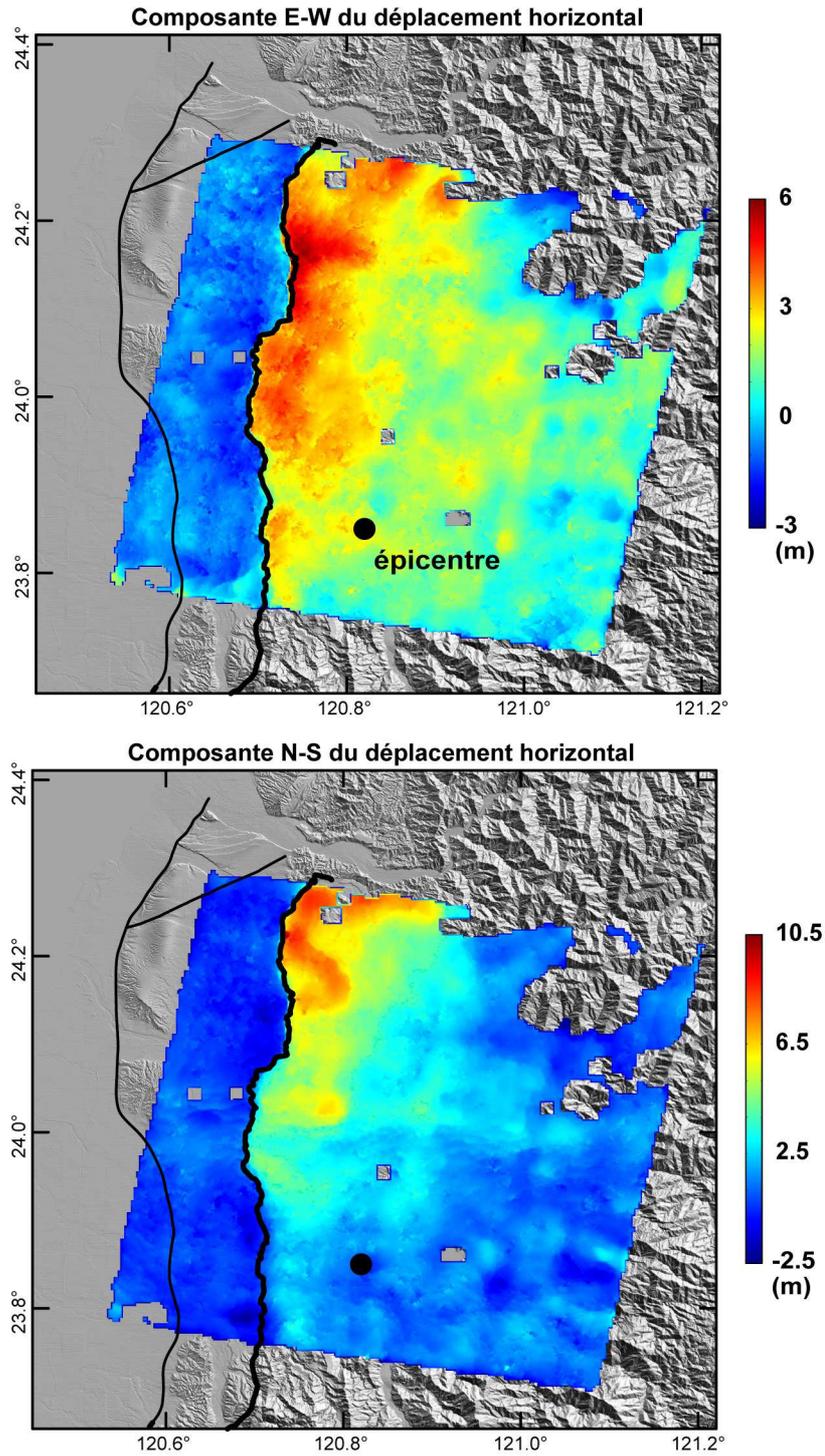
Figure 62 : les déplacements cosismiques du séisme de Chi-Chi vus par le réseau GPS
En haut à gauche : déplacements horizontaux représentés par les flèches noires.
En bas : déplacements verticaux représentés par des barres blanches pour le soulèvement et des barres noires pour la subsidence. Noter la dissymétrie entre le bloc chevauchant à l'Est, et le bloc chevauché à l'Ouest.
En haut à droite : coupe E-W (localisation sur la figure de gauche) montrant la discontinuité créée par la rupture de surface. **D'après Yu *et al.* [2001]**

d) Les déplacements révélés par SPOT

Dominguez *et al.* [2003] ont mesuré les déplacements horizontaux cosismiques du séisme en comparant deux images optiques SPOT acquises avant et après le séisme. Dans de bonnes conditions, les déplacements peuvent être mesurés avec une précision pouvant être inférieure au mètre. La première application de cette méthode à la mesure de déplacement du sol, utilisant les images SPOT, a été effectuée par Crippen [1992]. Depuis, plusieurs études ont relancé son application à la mesure de déplacements cosismiques [Van Puymbroeck *et al.* 2000; Feigl *et al.* 2002; Michel et Avouac 2002].

Cette méthode est basée sur la corrélation sub-pixellaire des deux images. Une correction des distorsions causées par la différence de prise de vue des deux images doit être effectuée au préalable, à l'aide d'un MNT. Pour plus de détails, nous renvoyons le lecteur à l'article de Van Puymbroeck *et al.* [2000]. L'incertitude sur les paramètres de prise de vue du satellite SPOT induit des artefacts à grande longueur d'onde. Dominguez *et al.* modélisent et éliminent ces effets à partir des données GPS.

Le champ précis des déplacements obtenus est illustré dans la Figure 63. La rupture de surface y est clairement visible. Ces résultats confirment et précisent les principales observations faites par GPS : la forte déformation du bloc chevauchant par rapport au bloc chevauché, la rotation horaire des vecteurs déplacement en allant vers le nord. Grâce à la densité de mesure, des déformations liées à des failles secondaires ont peut être identifiées [Dominguez *et al.* 2003]. Le modèle de glissement sur la faille que Dominguez *et al.* construisent à partir de ces données sera discuté ultérieurement.



Données de corrélation SPOT d'après Dominguez et al. [2003]

Figure 63 : mesure des déplacements horizontaux du séisme de Chi-Chi à partir d'images SPOT

- En haut : déplacement Est-Ouest.

- En bas : déplacement Nord-Sud.

Trait noir épais : faille de Chelungpu. Trait noir fin : failles de Changhua et de Tuntzuchio. Rond noir : épicentre du séisme de Chi-Chi.

D'après Dominguez *et al.* [2003].

B. Etude par interférométrie radar des déplacements liés au séisme de Chi-Chi

1. mesure et analyse des déplacements co-sismiques du bloc chevauché

La mesure et l'analyse des déplacements co-sismiques associés au séisme de Chi-Chi réalisée lors de cette thèse a fait l'objet de plusieurs présentations orales lors de congrès [Deffontaines *et al.* 2001a; Pathier *et al.* 2001a; Pathier *et al.* 2001b; Pathier *et al.* 2002a] et d'un article [Pathier *et al.* 2003b] publié dans la revue Earth and Planetary Science Letters. Cet article est reproduit ci-dessous avec quelques adaptations de mise en page et de notation pour conserver la cohérence du présent manuscrit. Nous avons également participé à un autre article traitant de ce sujet soumis à Geophysical Journal International [Chang *et al.* in revision, 2004] qui sera évoqué juste après l'article.

Coseismic displacements of the footwall of the Chelungpu fault caused by the 1999, Taiwan, Chi-Chi earthquake from INSAR and GPS data.

Erwan Pathier¹, Bénédicte Fruneau², Benoît Deffontaines³, Jacques Angelier¹,
Chung-Pai Chang⁴, Shui-Beih Yu⁵, Chyi-Tyi Lee⁶.

¹Laboratoire de Tectonique, Université Paris 6, France

²Institut Francilien des Géosciences, Université de Marne-la-Vallée, France

³Laboratoire de Géomorphologie et Environnement Littoral, EPHE, France

⁴Center for Space and Remote Sensing Research, National Central University, Taiwan

⁵Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taiwan

⁶Institute of applied Geology, Central University, Chungli, Taiwan

Copyright Elsevier ??

(Received November 30, 2002; revised April 30, 2003; accepted 6 may 2003.)

Abstract. Differential SAR interferometry technique (INSAR) is applied on the Chelungpu fault surface rupture zone of the 1999 September 20, Taiwan, Chi-Chi earthquake using six ERS-2 images covering the period from February 1999 to January 2000. As compared with available geodetic data, INSAR measurements result in more extensive analysis because of high spatial sampling and centimetric accuracy. However, coseismic displacements can be evaluated only on the footwall of the fault. The analysis of

interferograms shows the existence of a linear trend in phase difference mainly caused by orbital errors, which we removed from interferograms using GPS data. The corrected interferograms provide a precise map of the INSAR component of the coseismic displacement, showing a continuous decrease over the footwall from a maximum of 36.7 cm at the fault East of Taichung city to value about 5 cm at the coastline 30 km further west. The map analysis reveals that the Changhua fault (whose surface trace is located about 20 km west of the Chelungpu one) and the Tuntzuchio fault have influence on the displacement field. We interpret this in terms of minor reactivation of these faults triggered by the earthquake. A 1.7 cm uncertainty, estimated from the GPS data, is proposed to quantify the precision of the map. Beyond this single value, we highlight the interests of having several coseismic interferograms to evaluate the reliability of the map in a more comprehensive way. Comparisons with displacements inferred from models of slip distribution inverted without INSAR data highlight the interest to carry out a joint inversion including our results as new constraints.

a) Introduction

On 21 September 1999, the $M_w = 7.6$ Chi-Chi earthquake occurred in central western Taiwan. This earthquake was related to an out-of-sequence reactivation of a major North-South trending thrust of the Taiwanese Foothills, the Chelungpu fault [Kao et Chen 2000; Shin et Teng 2001] (Figure 64). The deformation front of the fold-and-thrust belt of the Foothills is located 15-20 km west of the Chelungpu fault at the Changhua fault [Hsu et Chang 1979]. Rupture that developed over the Chelungpu fault plane reached earth surface, causing a spectacular 90-km-long scarp between the hangingwall to the East and the footwall to the West [Lin *et al.* 2001]. Because of both the density and the quality of Taiwanese strong motion and Global Positioning System (GPS) networks, the Chi-Chi earthquake was among the best instrumentally recorded earthquakes. Several analyses have been presented to quantify the earthquake surface displacements from GPS measurements [Yang *et al.* 2000; Yu *et al.* 2001], strong motion records [Wu *et al.* 2001], SPOT satellite optical images [Dominguez *et al.* 2002] and field measurements along the fault trace [Central Geological Survey 1999a; Central Geological Survey 1999b]. These results have been used to model the distribution of slip on the fault surface [Ji *et al.* 2001; Johnson *et al.* 2001; Ma *et al.* 2001; Wang, W. H. *et al.* 2001]. However, between the different resulting models, discrepancies remain in terms of geometry, slip distribution and predicted coseismic displacements.

Aiming to better constrain the coseismic displacement field of the Chi-Chi earthquake and consequently the models, this study uses data provided by Interferometric Synthetic Aperture Radar (INSAR). The INSAR technique is a complement to other geodetic methods because of its dense spatial sampling over large surface, its precision and its high sensitivity to vertical displacement. In this paper, we first describe how we implement the INSAR technique. Then, analysis of the resulting interferograms focuses on retrieving quantitative information about the permanent surface coseismic displacements. Corrections and processing are applied to the interferograms in order to obtain a map of INSAR coseismic displacements that permits geophysical analysis and interpretation, particularly on the behaviour of the Changhua and Tuntzuchio faults at the time of the Chi-Chi earthquake. Finally, we discuss the validity of the resulting map and we compare the results with two existing slip models of the Chelungpu fault.

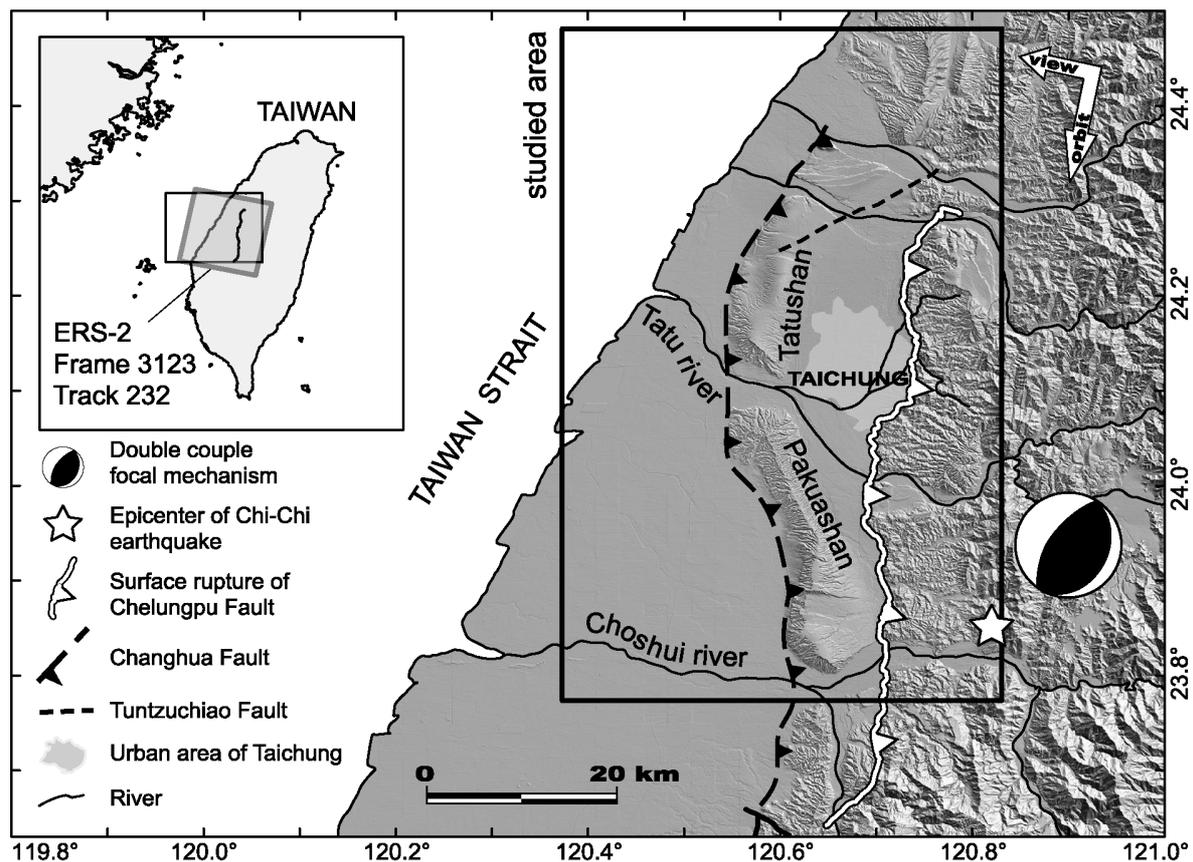


Figure 64 : Location of the footwall of the Chelungpu fault

Insert: The grey rectangle indicates the ERS SAR images frame used in this study; the black rectangle shows the location of the main figure. **Main Figure:** in background, shaded DEM of the epicentre area, the black rectangle shows the location of next figures. The white arrows correspond to orbit track and look directions of the ERS satellite.

b) INSAR: Method and Data

• Method

For this study, we apply the INSAR technique in the 2-pass approach using the DIAPASON software [Centre National d'Etudes Spatiales (C.N.E.S) 1997]. The method also called differential INSAR requires at least two SAR images of the same area acquired at two different times in similar conditions, topographic information on the studied area and satellite orbit information for both acquisitions. See Massonnet *et al.* [Massonnet *et al.* 1994a] and Massonnet and Feigl [Massonnet et Feigl 1998] for details on requirements and limits of the method. As main result, an image called interferogram is produced, as a map of the phase difference $\Delta\Phi$ of both SAR images, so that for each pixel:

$$\Delta\Phi = \Delta\Phi_d + \Delta\Phi_a + \Delta\Phi_{te} + \Delta\Phi_{oe} + \Delta\Phi_{dc} + \Delta\Phi_n \quad , \quad (\text{eq. 1})$$

where $\Delta\Phi_d$ is related to the displacement of the surface between the two acquisitions, $\Delta\Phi_a$ is related to the difference of atmospheric states, $\Delta\Phi_{te}$ is related to errors in the topographic model, $\Delta\Phi_{oe}$ depends on errors in orbital information, $\Delta\Phi_{dc}$ represents phase changes caused by geometric and temporal decorrelation, and $\Delta\Phi_n$ gathers phase changes due to thermal noise, SAR image processing errors and misregistration of both SAR images errors [Zebker et Villasenor 1992; Gatelli *et al.* 1994; Zebker *et al.* 1997]. For a comprehensive review of these different terms see Hanssen [Hanssen 2001]. For each pixel of an interferogram, $\Delta\Phi$ can record the displacement of the corresponding cell of resolution: $\Delta\Phi_d$ is proportional to the component of the full displacement vector along the radar line of sight. Hereafter, this component is called SRD (for Slant Range Displacement). We adopt the following convention: a positive SRD is from ground to satellite. A SRD that is $\lambda/2$ (λ being the radar wavelength) corresponds to a $\Delta\Phi_d$ equals to 2π radians.

Due to phase ambiguity, values of $\Delta\Phi$ are given modulo 2π radians. Phase ambiguity prevents access to absolute value, so that a $\Delta\Phi$ value from only one pixel is useless. However, such a value takes sense while measuring changes in $\Delta\Phi$ by comparison with other pixels. Measuring changes in $\Delta\Phi$ requires several conditions that limit interferogram analysis, especially low $\Delta\Phi_{dc}$ and $\Delta\Phi_n$ contributions and a not too high gradient of $\Delta\Phi$ [Massonnet et Feigl 1998]. $\Delta\Phi_{dc}$ and $\Delta\Phi_n$ terms induce changes in $\Delta\Phi$ that are not coherent from a pixel to another. Once coherent changes in $\Delta\Phi$ on the interferogram have been identified, the analysis of interferograms consists in estimating the part of the different contributions of $\Delta\Phi$. For our

purpose, that is to extract SRD information from interferograms, the main goal is to estimate $\Delta\Phi_d$ values.

- The Data

We selected six SAR images in order to obtain several coseismic interferograms that we can compare. The SAR images selection have been based on two major criteria: making their baselines (distance between two orbit trajectories) as short as possible, which results in smaller $\Delta\Phi_{te}$ and $\Delta\Phi_{dc}$ contributions, and having the shortest time interval between acquisitions in order to reduce the temporal decorrelation effects.

Regarding the choice of the SAR sensor, no JERS images being available since 1998, we retained ERS (European Remote Sensing satellite) data because they offered more possibilities than RADARSAT to obtain several coseismic couple meetings requirements. In addition, a previous study [Fruneau *et al.* 2001] had demonstrated the feasibility of INSAR measurements with ERS data in the Foothills of south-western Taiwan. Finally, we used only images from the SAR sensor of ERS-2 operating at 5.3 GHz ($\lambda = 5.6$ cm), as no ERS-1 images covered the earthquake period. We chose images in descending orbit, because the shortest time interval (about 3 years) available in ascending mode was too long.

In order to capture the coseismic SRD, we selected three images acquired before the earthquake and three images after (Figure 65). All of these images cover the same zone (Track 232, frame 3129, see location on Figure 64) corresponding to the fault zone. The other data we used are a 40m x 40m grid spacing DEM (Digital Elevation Model) with a vertical accuracy of about 5 meters, and precise orbits of ERS-2 determined by the Delft Institute for Earth-Oriented Space Research [Scharroo et Visser 1998].

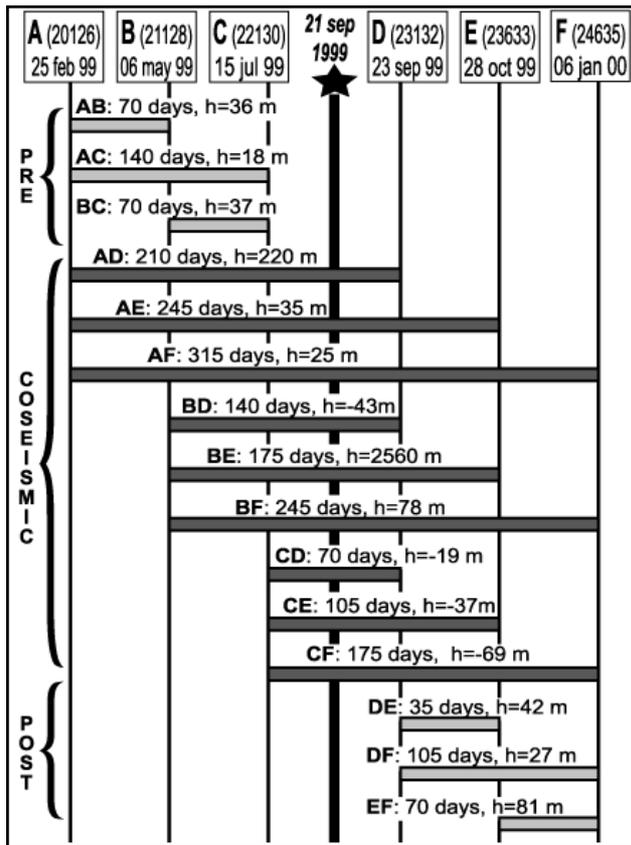


Figure 65 : ERS data list for the Chi-Chi earthquake.

List of the 15 interferograms processed from the six ERS-2 SAR images. Orbit number and date of acquisition of each image (A, B, C, ...) are given. Each grey bar corresponds to an interferogram with its name used in this paper, its time span and its height of ambiguity (h, in metre).

c) Interferograms Analysis

- Detection of coseismic displacements and perturbations

Among the 15 resulting interferograms, three span a preseismic period, nine a coseismic one, and three a postseismic one (Figure 65). The coherence of these different interferograms is principally function of the baseline and of the time interval: the smaller these parameters are, the better the coherence is. In all coseismic interferograms, there is coherent information only in the footwall area (Figure 66). Even in pre- or postseismic interferograms, most of the hangingwall domain lacks coherence (Figure 67b). The footwall is largely urbanised, which favours numerous stable scatterers having a low temporal decorrelation, whereas the hangingwall is essentially covered by dense vegetation causing rapid temporal phase decorrelation. Two other factors accentuate this contrast: (1) as shown by GPS [Yu *et al.* 2001], the displacement gradients close to the fault are much larger in the hangingwall than in the footwall and could exceed the upper limit of the phase gradient discernible by ERS INSAR (about 10^{-3} [Hanssen 2001]) ; (2) the deformation and earthquake destruction in the hangingwall contribute to phase decorrelation in the affected cells of resolution.

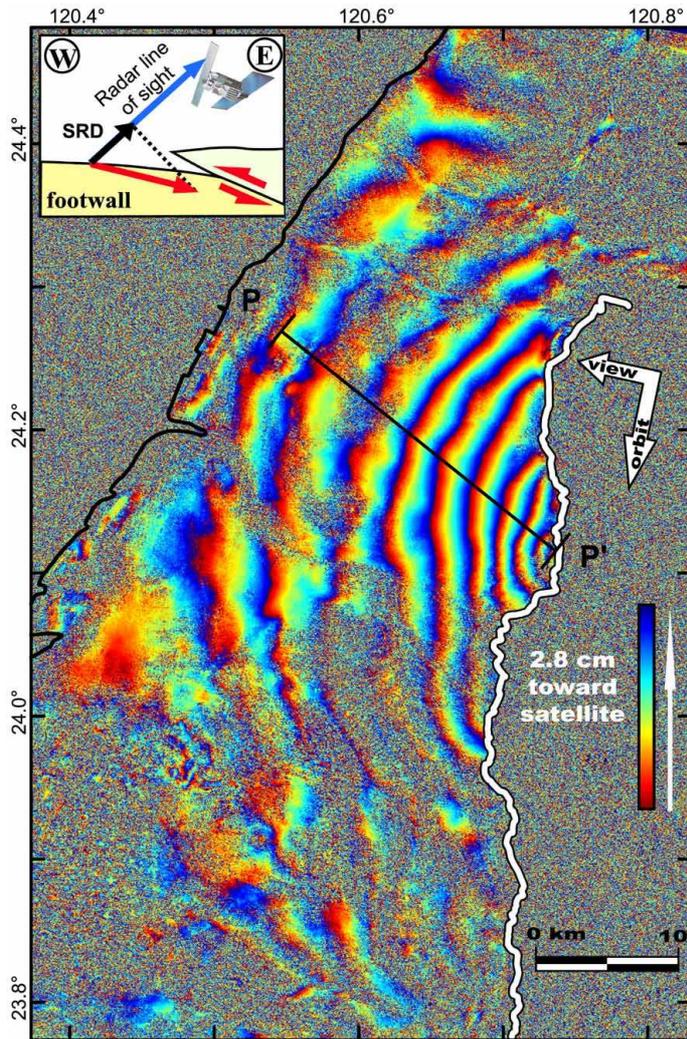


Figure 66 : Coseismic interferogram of the Chi-Chi earthquake

Filtered interferogram AD (25 Feb. 99 - 23 Sept. 99) showing coseismic displacement. At first order, each cycle of colour (a fringe) from blue to red corresponds to 2.8 cm of relative displacement toward the satellite. White thick line: Chelungpu fault trace, black line: coastline, black segment: location of profile PP' (see **Figure 67**). In insert: geometry of acquisition. The red vector represents the coseismic displacement; the black vector corresponds to the SRD measured by InSAR (projection of the red vector on the radar line of sight). The three components of the unit vector from ground to satellite, at centre of the studied area, expressed in local terrestrial referential are: up = 0.924, east=0.375, north= -0.079. These components vary gently over the interferogram, the incidence angle ranging from 20.5 to 24.9° on the studied area.

In the footwall, coseismic interferograms show a similar pattern formed by a dozen of fringes as illustrated on Figure 66. As these fringes are present in all coseismic interferograms and because they are consistently correlated with the fault trace, we interpret the major part of these changes in $\Delta\Phi$ as being $\Delta\Phi_d$ changes related to coseismic displacement of the ground surface. Thus, in first approximation, the fringes can be read as contour lines (with a spacing of $\lambda/2$, that is 2.8 cm) of a contour map of coseismic SRD. Under this hypothesis, there is an increase in SRD towards the fault trace relatively to a point at the coastline chosen as reference. The highest SRD values are close to the fault located at the fault trace concavity East of the city of Taichung. Taking into account the radar line of sight direction (Figure 66), interferograms gives constraints on 3D coseismic displacements. Additional sources of information on the coseismic displacements, such as GPS data, locally help to remove ambiguity on full vector displacement and improve the interpretation. Note that in the particular case of our INSAR observation of the Chi-Chi earthquake the coseismic interferograms indicate positive SRD although the GPS indicates a downward displacement

of the footwall. As illustrated in Figure 66, this situation results from a greater horizontal displacement moving the ground closer to the satellite than the vertical displacement moving the ground away from the satellite.

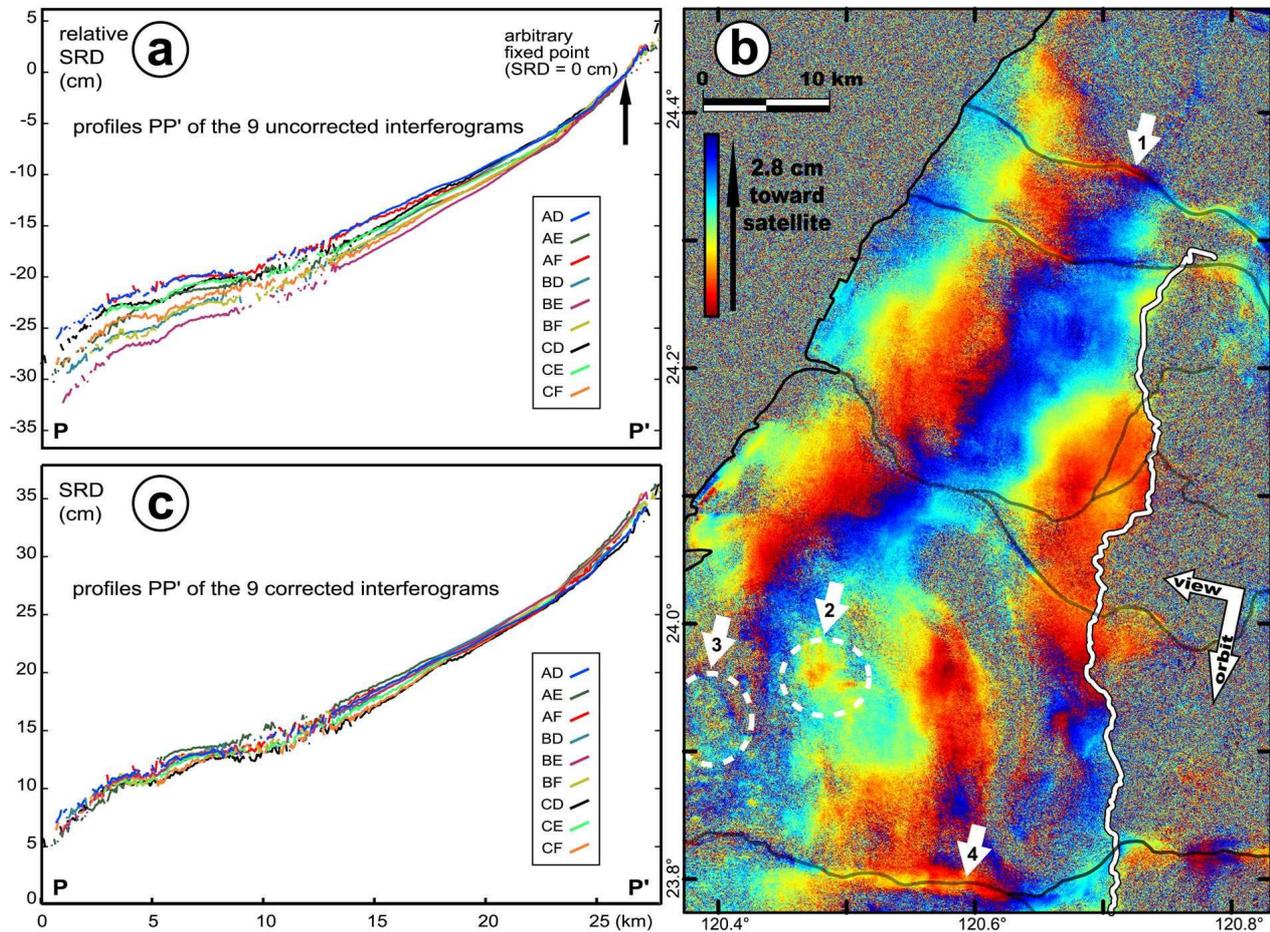


Figure 67 : Perturbations affecting the InSAR measure of the coseismic displacements

a) Profile PP' (location on Figure 66) of unwrapped and uncorrected coseismic interferograms, showing large-scale perturbation.

b) Pre-seismic filtered interferogram AB showing large fringes mainly related to orbital errors and locally disturbed by medium-scale perturbations. White arrows show location of non-coseismic displacement: 1 and 4, displacement at riverbeds, 2 and 3, subsiding areas located West of Pakuashan (see § Origin of perturbation p. 164).

c) Profile PP' of unwrapped coseismic interferograms after linear trend correction by GPS.

The Figure 67a, which illustrates the difference of the inferred SRD according to the nine coseismic interferograms assuming $\Delta\Phi = \Delta\Phi_d$ on coherent pixels, shows that this hypothesis needs to be refined. The discrepancies in SRD indicate that, although the main part of the changes in $\Delta\Phi$ in coseismic interferograms can be interpreted as coseismic displacements, the resulting fringes are also more or less influenced by other factors as

mentioned in equation 1, as well as by non-coseismic displacements (coseismic interferograms cover a time period larger than the coseismic event period). Hereafter we call perturbations the changes in $\Delta\Phi$ that are not caused by coseismic displacements.

In the absence of perturbation, coseismic interferograms should be identical and pre- and postseismic ones should not show any coherent change in $\Delta\Phi$. In fact, we observed perturbations in interferograms that can be decomposed into three main types. The first kind of perturbations affects the whole interferogram (hereafter large-scale perturbation) and consists in a relatively constant gradient of $\Delta\Phi$ for a given interferogram. In pre- and postseismic interferograms (AB, BC, DE and EF), where they are best expressed, such large-scale perturbations are represented by large and roughly parallel fringes (Figure 67b). In coseismic interferograms, they superimpose with the coseismic signal inducing large trend variations (Figure 67a). The second kind of perturbation consists in kilometre-scale to hectometre-scale smooth variations of $\Delta\Phi$ (hereafter medium-scale perturbations) that give an irregular aspect to the interferogram and disturb the large-scale fringe in pre- and postseismic interferogram (Figure 67 a and b). The third kind of perturbation (hereafter small-scale perturbation) corresponds to rapid change from a pixel to a nearest pixel, well expressed in lower coherence area and resulting in a "noisy" aspect in the interferograms.

- Origin of perturbations

The small-scale perturbations are mainly related to $\Delta\Phi_{dc}$ and $\Delta\Phi_n$ terms. Considering large-scale perturbations, their fringes pattern (Figure 67b) is typical of residual orbital fringes related to errors in orbit trajectories positioning. We cannot exclude, however, large-scale atmospheric effect, or a combination of both of these origins. The variability with time in direction and magnitude of these perturbations indicates that large-scale displacements (tectonic or not) cannot contribute much to these gradients. This observation also discards a perturbation due to large-scale DEM errors ($\Delta\Phi_{te}$), because it is expected to have always the same direction whatever the interferogram considered and to have a magnitude proportional to the baseline.

If we interpret these phase gradients as only caused by errors on the baseline values, the highest gradient will correspond to an error of about 1 m. Note that such errors are larger than those expected with a 95% likelihood for DEOS precise orbit that we used [Hanssen 2001]. We also compute preseismic interferograms with other orbital data: the DLR precise orbits [GFZ/D-PAF GeoForschungsZentrum Potsdam 1999]. The resulting interferograms present a

slightly higher $\Delta\Phi$ gradient and it is noteworthy that the orientation of fringes resembles those obtained with DEOS orbits. This observation argues for an orbital error origin, because if these fringes were mainly caused by large-scale atmospheric perturbation in interferograms processed with DEOS orbit, parallelism between such fringes and those introduced by the DLR orbit error would be unlikely. On the other hand, such a parallelism can result from similar calculation methods for the two kinds of orbits. This leads us to assume that the major part of the large-scale phase gradient is due to orbital errors (these errors also cause perturbations correlated with the relief, however, in our case, their low values make these effects negligible).

Regarding the medium-scale perturbations in pre- and postseismic interferograms, we exclude a significant influence of $\Delta\Phi_{te}$ because medium scale perturbations are not correlated with the baseline. Direct observations of interferograms show that most of the perturbations are changing in space from an interferogram to another. Thus, we suppose an atmospheric main origin for most of them. These perturbations are not visibly correlated with the relief on the footwall. The topography of the footwall ranges from 0 m near the coast to 450 m at Pakuashan, and 60% of coherent points have elevation less than 100m, which is moderate compared to relief where correlation between atmospheric effect and topography have been found in other studies [Beauducel *et al.* 2000]. Note that we do not propose to evaluate the correlation between $\Delta\Phi$ and the topography using the GPS data as control because of the number of GPS points available and their altitude distribution: 18 of the 28 stations that we used are below 100 m elevation and the highest station (TECS) has an elevation of only 245 m. We finally consider in first approximation that most of the medium scale perturbations are randomly variable in magnitude and location from an interferogram to another. We extrapolate this assumption, made on pre- and postseismic interferograms, to coseismic interferograms, where perturbations and coseismic effects are mixed, which makes difficult such analysis.

However, to a lesser extent, other kinds of medium-scale perturbations are constant in location (Figure 67b). Slight changes in $\Delta\Phi$ that are exactly located at riverbeds could be linked to the local variation of the water vapour content in the atmosphere due to the presence of the rivers. These changes in $\Delta\Phi$ could also be interpreted as non-coseismic subsiding displacements. We also incriminate non-coseismic displacement (subsidence) to explain systematic changes in all of the pre- and postseismic interferograms at two locations west of Pakuashan hills (Figure 67b). Other non-coseismic displacements are susceptible to affect the

interferograms. Such displacements involve preseismic secular motion (recorded by the GPS), displacements caused by postseismic slip on the fault or by aftershocks. Postseismic subsidence or rebound phenomena could be notably caused by the widespread coseismic change in pore water pressure recorded by the network of hydrologic monitoring wells [Wang, C. Y. *et al.* 2001]. However, as they cannot be detected by the direct observation of the interferograms, the magnitudes of such displacements are small compared to the perturbations caused by the atmospheric effects.

d) Interferograms correction from GPS data

- The GPS Data

As we have no sufficient information about orbital error or atmospheric effect, we cannot determine how far the coseismic interferograms are affected by the perturbations in the absence of an *a priori* knowledge of the coseismic displacements. External information is needed in order to achieve the coseismic displacement estimation.

GPS data can give such information about the coseismic displacements. This information is punctual and gives an absolute displacement whereas INSAR covers large areas and indicates relative displacement. The comparison with GPS data requires unambiguous phase information, which we obtain by unwrapping all the interferograms using a semi-automatic method based on “residue-branch-cut” algorithm [Goldstein *et al.* 1988] with possible manual intervention to connect isolated unwrapped areas when the automatic process fails. The number of pixels unwrapped in an interferogram (see Tab. 2) depends of its quality. To facilitate unwrapping, we apply a filter that smooth the small-scale perturbations [Goldstein et Werner 1998]. The spatial distribution of the available GPS stations in the footwall from Yu *et al.* [Yu *et al.* 2001] (Figure 68a) allows us to constrain the large-scale perturbations, but is too sparse to constrain the medium-scale perturbations. Among the 59 stations in the footwall, 54 are in the INSAR studied area. We used only 28 of these 54 stations because the 26 others are located outside all unwrapped areas of our coseismic interferograms. In addition, two GPS stations (M918 and M909, see location on Figure 68a) are discarded because they reveal large differences with respect to the corrected interferograms (respectively about -12 and -18 cm), and seem poorly representative of the regional displacement with respect to the neighbouring stations. The uncertainties given for these two stations resemble those of other stations, so that local site effects that would have

affected these two stations may account for the discrepancy. Amongst the 28 selected stations, twelve stations have always their corresponding pixel unwrapped in all of the interferograms (Tableau 1).

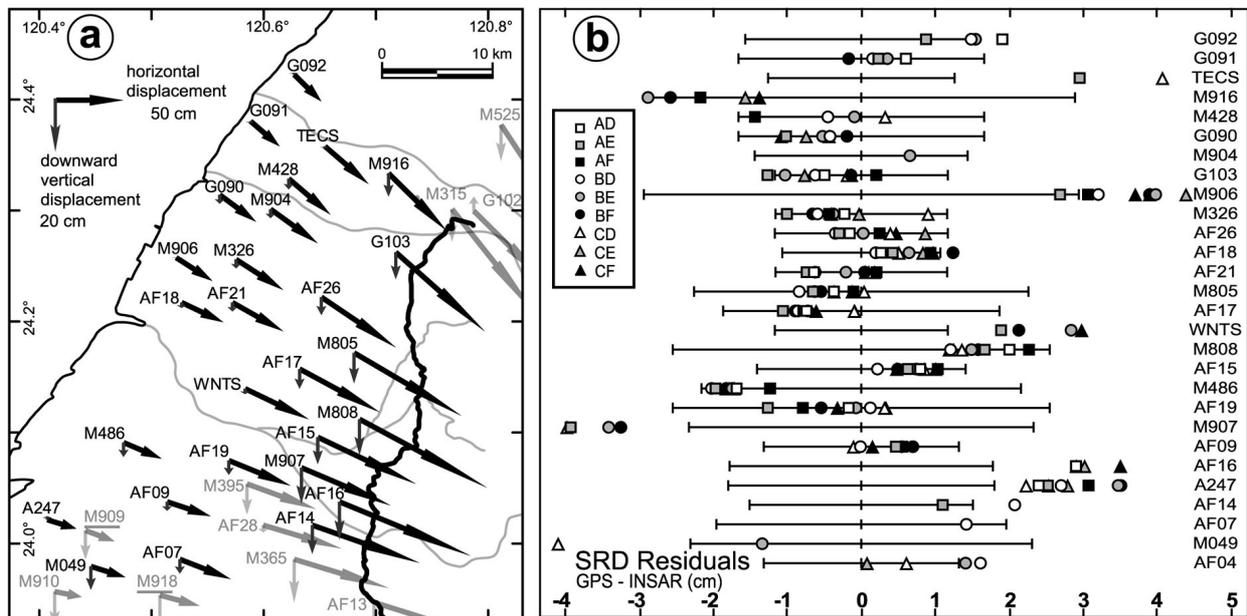


Figure 68 : GPS data and comparison with corrected InSAR data

a) Map of the coseismic displacements at GPS stations from Yu *et al.* [Yu *et al.* 2001], stations in faint grey are not used in this study, the two underlined stations (South-West corner) have been discarded of the selection (see text).

b) Residuals of the interferogram corrections: the black lines are the GPS error bars at each station sorted by latitude. The squares, circles and triangles indicate the difference (in cm) between the coseismic displacements along the radar line of sight (SRD) inferred from GPS data at each station and the SRD from each corrected interferogram.

Yu *et al.* [Yu *et al.* 2001] corrected the data for preseismic secular motions by fitting the velocity of 24 stations (surveyed from 1992 to 1999), by a first order trend surface. They also made postseismic corrections, but at the stations that we selected they indicate that there are no postseismic displacements. As our interferograms are not exactly coseismic, we adapt the preseismic corrections made on GPS data for each interferogram according to the date of its preseismic image, assuming a preseismic secular motion constant with time (Tableau 1). According to this method, the amount of preseismic SRD is maximal in the interferograms using the image A. In this case, taking into account the 28 selected stations, the standard deviation of preseismic SRD is 0.18 cm and the average value is 0.1 cm. The extreme values are at stations TECS (-0.5 cm) and M049 (0.5 cm). The perturbations caused by preseismic

displacement are minor relative to those observed that are mainly due to atmospheric effect. We do not correct the interferograms from the preseismic SRD, because of the difficulty to estimate a velocity trend surface that is controlled only by four GPS stations in our interferograms and because of high uncertainties of the preseismic SRD reconstructed from GPS data relative to their magnitudes.

| station | Latitude (°) | Longitude (°) | East ¹ | North ¹ | Up ¹ | East ² | North ² | Up ² | cos. ³ | AX ⁴ | BX ⁴ | CX ⁴ | # ⁵ |
|---------|--------------|---------------|-------------------|--------------------|-----------------|-------------------|--------------------|-----------------|-------------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|
| A247 | 120.408 | 24.020 | 21.3 | -6.2 | 1.7 | 0.397 | -0.083 | 0.914 | 10.5 | 10.4 | 10.4 | 10.5 | 9 |
| AF04 | 120.534 | 23.871 | 32.3 | -6.7 | -5.2 | 0.379 | -0.080 | 0.922 | 8.0 | 7.7 | 7.8 | 7.9 | 4 |
| AF07 | 120.525 | 23.985 | 37.9 | -14.8 | -5.3 | 0.383 | -0.081 | 0.920 | 10.8 | 10.5 | 10.6 | 10.7 | 1 |
| AF09 | 120.514 | 24.037 | 33.2 | -10.7 | -3.3 | 0.385 | -0.081 | 0.919 | 10.6 | 10.3 | 10.4 | 10.5 | 7 |
| AF14 | 120.643 | 24.015 | 79.2 | -28.4 | -10.4 | 0.370 | -0.078 | 0.926 | 21.9 | 21.8 | 21.8 | 21.9 | 2 |
| AF15 | 120.648 | 24.094 | 72.6 | -35.3 | -10.1 | 0.372 | -0.079 | 0.925 | 20.4 | 20.3 | 20.3 | 20.4 | 9 |
| AF16 | 120.668 | 24.036 | 96.2 | -39.9 | -14.3 | 0.368 | -0.078 | 0.927 | 25.3 | 25.2 | 25.2 | 25.2 | 4 |
| AF17 | 120.632 | 24.156 | 59.1 | -32.1 | -7.4 | 0.375 | -0.079 | 0.924 | 17.9 | 17.8 | 17.8 | 17.8 | 9 |
| AF18 | 120.527 | 24.216 | 31 | -15.8 | -2.4 | 0.388 | -0.082 | 0.918 | 11.1 | 11 | 11 | 11.1 | 9 |
| AF19 | 120.569 | 24.073 | 45.7 | -18.8 | -4.9 | 0.380 | -0.080 | 0.921 | 14.4 | 14.2 | 14.2 | 14.3 | 9 |
| AF21 | 120.572 | 24.216 | 37.9 | -22.2 | -3.6 | 0.383 | -0.081 | 0.920 | 13.0 | 12.9 | 13 | 13 | 9 |
| AF26 | 120.651 | 24.221 | 55.8 | -38.3 | -6.7 | 0.375 | -0.079 | 0.924 | 17.7 | 17.7 | 17.7 | 17.7 | 9 |
| G090 | 120.562 | 24.312 | 26 | -20.2 | -3.3 | 0.387 | -0.081 | 0.919 | 8.7 | 8.6 | 8.6 | 8.6 | 7 |
| G091 | 120.589 | 24.379 | 21.2 | -19.1 | -0.8 | 0.386 | -0.081 | 0.919 | 9.0 | 8.9 | 8.9 | 9 | 5 |
| G092 | 120.628 | 24.421 | 19.4 | -19.8 | 0.8 | 0.382 | -0.081 | 0.921 | 9.7 | 9.7 | 9.7 | 9.7 | 4 |
| G103 | 120.718 | 24.260 | 66.3 | -59.2 | -10 | 0.368 | -0.078 | 0.927 | 19.8 | 19.8 | 19.8 | 19.8 | 9 |
| M049 | 120.446 | 23.979 | 26 | -8.1 | -8.6 | 0.391 | -0.082 | 0.917 | 3.0 | 2.5 | 2.7 | 2.8 | 2 |
| M326 | 120.575 | 24.254 | 35.3 | -22.6 | -3.4 | 0.384 | -0.081 | 0.920 | 12.3 | 12.2 | 12.2 | 12.2 | 9 |
| M428 | 120.622 | 24.327 | 30.9 | -27.1 | -4.2 | 0.381 | -0.080 | 0.921 | 10.1 | 10.2 | 10.2 | 10.1 | 4 |
| M486 | 120.475 | 24.090 | 29 | -12.3 | -5.5 | 0.391 | -0.082 | 0.917 | 7.3 | 6.9 | 7.1 | 7.2 | 9 |
| M805 | 120.681 | 24.171 | 79.8 | -47.4 | -11.5 | 0.370 | -0.078 | 0.926 | 22.6 | 22.5 | 22.6 | 22.6 | 9 |
| M808 | 120.686 | 24.111 | 93.7 | -51.7 | -13.3 | 0.368 | -0.078 | 0.927 | 26.2 | 26.1 | 26.1 | 26.2 | 9 |
| M904 | 120.607 | 24.299 | 33.8 | -25.5 | -2.9 | 0.382 | -0.080 | 0.921 | 12.3 | 12.4 | 12.4 | 12.3 | 1 |
| M906 | 120.522 | 24.256 | 27.9 | -18.1 | 0.1 | 0.390 | -0.082 | 0.917 | 12.5 | 12.2 | 12.3 | 12.4 | 8 |
| M907 | 120.633 | 24.068 | 67 | -29.5 | -13.9 | 0.373 | -0.079 | 0.925 | 14.4 | 14.3 | 14.4 | 14.4 | 4 |
| M916 | 120.712 | 24.332 | 42.9 | -43 | -8.6 | 0.371 | -0.078 | 0.925 | 11.3 | 11.3 | 11.3 | 11.3 | 5 |
| TECS | 120.655 | 24.356 | 31.7 | -28.2 | -0.4 | 0.378 | -0.080 | 0.922 | 13.9 | 14.4 | 14.2 | 14 | 2 |
| WNTS | 120.584 | 24.138 | 46.8 | -22.3 | -2.3 | 0.380 | -0.080 | 0.921 | 17.5 | 17.6 | 17.6 | 17.5 | 4 |

Tableau 1 : GPS data used for interferogram corrections

¹ Components (cm) of the coseismic displacement from Yu *et al.* (2002) corrected of the preseismic secular motion ;

² Unit Vector from ground to satellite at the station ;

³ coseismic displacement along the Slant Range direction (SRD) at the station (cm) ;

⁴ SRD (cm) integrating the coseismic displacement and the preseismic secular motion for an interferogram XX (with X= A, B or C) ;

⁵ # number of coseismic interferograms where a given station corresponds to a coherent pixel.

- Model and Method

For each interferogram, we model the large scale perturbation by a phase ramp characterised by two constant gradients along East-West and North-South direction, which implies that these large-scale perturbations for an interferogram corresponds to equally spaced parallel fringes. Our approach is similar to that of Murakami *et al.* [Murakami *et al.* 1996]: we compute the difference between each unwrapped interferogram and the GPS measurements to perform a least squares adjustment. In this least squares adjustment the model is expressed by:

$$V_i = G_{E-W} X_i + G_{N-S} Y_i + C \quad (\text{eq. 2})$$

where V_i is the difference between the interferogram and GPS at the i^{th} GPS station, X_i and Y_i are the coordinates of the corresponding pixel of the i^{th} GPS station, G_{E-W} and G_{N-S} represent the two gradients of phase ramp and C is the constant between the interferogram and GPS data. To compute the V_i value, we transform the three components of the GPS displacement vector into a SRD value, taking into account the local unit vector from ground to satellite given in Tableau 1. The adjusted phase ramp is then subtracted from the interferogram, resulting in a corrected interferogram. Relative changes in $\Delta\Phi$ in interferogram are measured only within an additive constant, which is estimated by the parameter C in eq. 2. Then, a constant correction is also applied changing from relative to absolute unwrapped interferograms. This method assumes that errors on GPS data do not introduce a systematic bias.

Theoretically, the GPS data could be used for more complex modelling of the $\Delta\Phi$ perturbation (e.g. by polynomial or spline methods). We justify our model for two main reasons. First, we assume that large-scale perturbations are mainly caused by orbital errors. In such case, this model that has already been used successfully [Feigl *et al.* 2002], is acceptable if there are few residual orbital fringes and if the study area is only a portion of an ERS scene. In this study, these conditions are fulfilled, as illustrated by the pre- and postseismic interferograms (Figure 67b). Second, considering the number of available GPS data, this simple model limits the possible influences of GPS data errors on interferograms corrections. The results of the adjustment are listed in Tableau 2.

| Name | ¹ % unwrapped | ² E-W (10^{-5}) | ² N-S (10^{-5}) | ³ GPS stations | ⁴ GPS rms dif.(cm) | ⁵ SRD map rms dif. (cm) |
|------|--------------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------------------|-------------------------------|------------------------------------|
| AD | 0.73 | -0.02 | -0.08 | 15 | 1.35 | 0.31 |
| AE | 0.72 | -0.10 | -0.06 | 21 | 1.67 | 0.62 |
| AF | 0.56 | 0.00 | -0.02 | 16 | 1.5 | 0.59 |
| BD | 0.95 | -0.19 | -0.35 | 21 | 1.34 | 0.35 |
| BE | 1 | -0.32 | -0.33 | 24 | 1.72 | 0.31 |
| BF | 0.78 | -0.21 | -0.27 | 19 | 1.76 | 0.33 |
| CD | 0.69 | -0.11 | -0.09 | 21 | 2.02 | 0.58 |
| CE | 0.63 | -0.21 | -0.05 | 17 | 1.67 | 0.57 |
| CF | 0.7 | -0.10 | -0.02 | 18 | 1.69 | 0.41 |

Tableau 2 : Chi-Chi coseismic interferograms information

¹ Proportion of unwrapped pixels with respect to interferogram BE (626817 unwrapped pixels) ;

² E-W and N-S Gradients of large-scale perturbation (10^{-5} or cm/km) ;

³ Number of GPS stations used to calculate the gradients ;

⁴ Rms difference between the displacements along the radar line of sight (SRD) at GPS stations and the SRD given by a corrected coseismic interferogram ;

⁵ Rms differences between the SRD map (average of interferograms AD, BE et CF) and the SRD of a given coseismic interferogram.

e) INSAR coseismic displacement map

The comparison between Figure 67a and Figure 67c illustrates the results of the corrections that remove the large-scale perturbations. The difference between coseismic SRD calculated from GPS measurements and SRD obtained from corrected interferograms at each GPS station are given in Figure 68b. It shows that differences are less than ± 4.5 cm and mainly lie within the error bars of the GPS data. The root mean square (rms) differences for each interferogram range from 1.35 cm to 2.02 cm (Tableau 2). Taking into account the nine coseismic interferograms the rms difference is 1.66 cm. The absence of significant large-scale residual perturbations in the corrected interferogram supports the phase ramp model that we adopted. In the corrected interferograms, medium- and small-scale perturbations remain, which are principally related to atmospheric effect and cannot be modelled with GPS data. The dispersion of the corrected $\Delta\Phi$ values is expressed in Figure 69a: it shows for each pixel the standard deviation of the nine $\Delta\Phi$ values available for this pixel (only the pixels that have been unwrapped in all of the nine coseismic interferograms are thus considered). These values are quite constant over the available pixels, except for river anomalies where standard deviations reach 1.38 cm. The mean standard deviation is 0.4 cm.

To reconstruct the coseismic SRD map (Figure 69b), we average the coseismic interferograms, expecting that this averaging should reduce the main unmodelled perturbations. This assumes a random distribution of the perturbations, as one can reasonably expect considering the observed atmospheric perturbations. Rather than using the nine

available coseismic interferograms, we consider a combination of independent interferograms. The six SAR images allow us to choose amongst three possible combinations of three independent interferograms. The most coherent combination is obtained with AD, BE and CF interferograms. This method yields more reliable points than that using the nine interferograms. The rms differences between each coseismic interferograms and the coseismic SRD map range between 0.3 cm and 0.6 cm (Tableau 2), showing a good consistency between the coseismic interferograms. We propose to use the rms difference between GPS and all the coseismic interferograms, which is 1.7 cm, as an uncertainty for the map (see discussion section III-B-1-f p. 173).

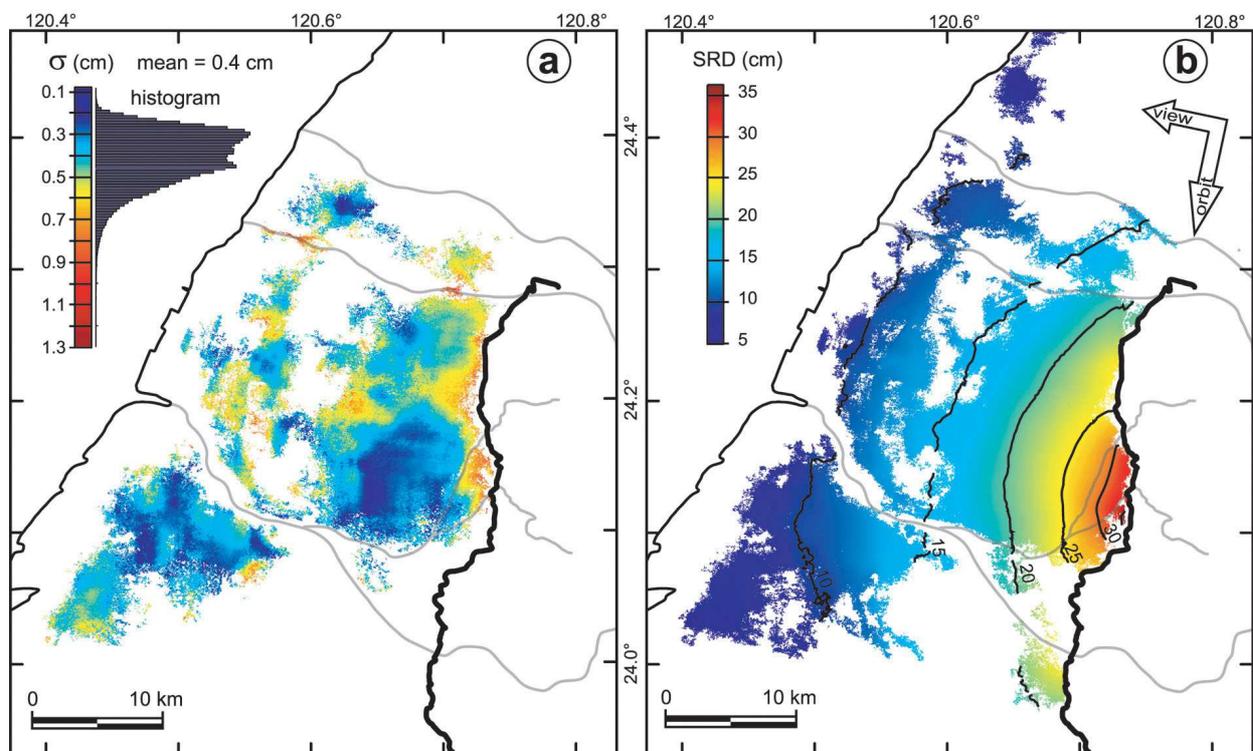


Figure 69 : Standard deviation of corrected coseismic interferograms and map of coseismic SRD

a) Standard deviation σ (cm) of the corrected coseismic interferograms. Black thick line: Chelungpu Fault, light grey line: rivers. σ is calculated only where the nine coseismic interferograms have been unwrapped.

b) Map of coseismic Slant Range Displacement (SRD) that is the mean of the corrected interferograms AD, BE and CF. Thin black lines are iso-contour of SRD in cm. The white arrows correspond to orbit track and look directions of the satellite. The map shows a continuous seaward decrease in SRD, with a maximum at the concavity of the Chelungpu fault trace near the city of Taichung. The global trend is a seaward decrease in SRD gradient (space between iso-contour are wider).

The map of the coseismic SRD shows displacement ranging from 36.7 cm (in the westward-concave bend of the Chelungpu fault near Taichung) to 4.9 cm near the coast of the Taiwan Strait. There is a seaward continuous decrease in SRD (Figure 67c, and Figure 69b). Considering the gradient of SRD, the global trend is a decrease of the gradient from the fault trace to the coastline (Figure 70). Looking in detail at the displacement gradient, we locally observe a quasi-systematic re-increase of the gradient from East to West, which contrasts with the global decrease towards the West. This anomaly (arrows 1 in Figure 70) follows a line that exactly corresponds to the Changhua fault trace. This observation is significant with respect to the uncertainties of the map.

One may question the origin of this anomaly, as the profiles P_1P' , P_2P' and P_4P' in Figure 70 show that the gradient anomaly is (as the fault) correlated with a topographic feature. However, we observed a similar change in gradient in the Profile P_3P' , which crosses the Changhua Fault in a flat plain area: an artefact that would be correlated with the relief is thus ruled out. We consequently interpret this anomaly as related to the Changhua Fault, whose surface trace is located 10-20 km further west of the Chelungpu fault. To explain this anomaly, we propose that a minor reactivation of the Changhua fault zone may have occurred in response to the Chi-Chi earthquake, a phenomenon similar to that reported by Genrich *et al.* [Genrich *et al.* 1997] in California (see also Wright *et al.* [Wright 2002] who make reference to other triggered slip). This triggered reactivation does not necessarily reveal fault slip reaching the surface; it may reflect surface flexuring in a relatively narrow zone, related to deeper reactivation of the Changhua thrust ramp.

In any case, such a displacement along the Changhua fault would account for the change in coseismic displacement field that induced the SRD gradient anomaly that we observed. Similar observations and analyses can be lead regarding two other anomalies indicated by arrows 2 and 3 in Figure 70. The anomaly 2 exactly fits the surface rupture of the Tuntzuchio fault caused by the major 1935 earthquake [Bonilla 1975] (see location in Figure 64). The anomaly 3, west of the Changhua fault, does not correspond to an identified fault, however, following the two other correlations it is possible that this anomaly also corresponds to a fault.

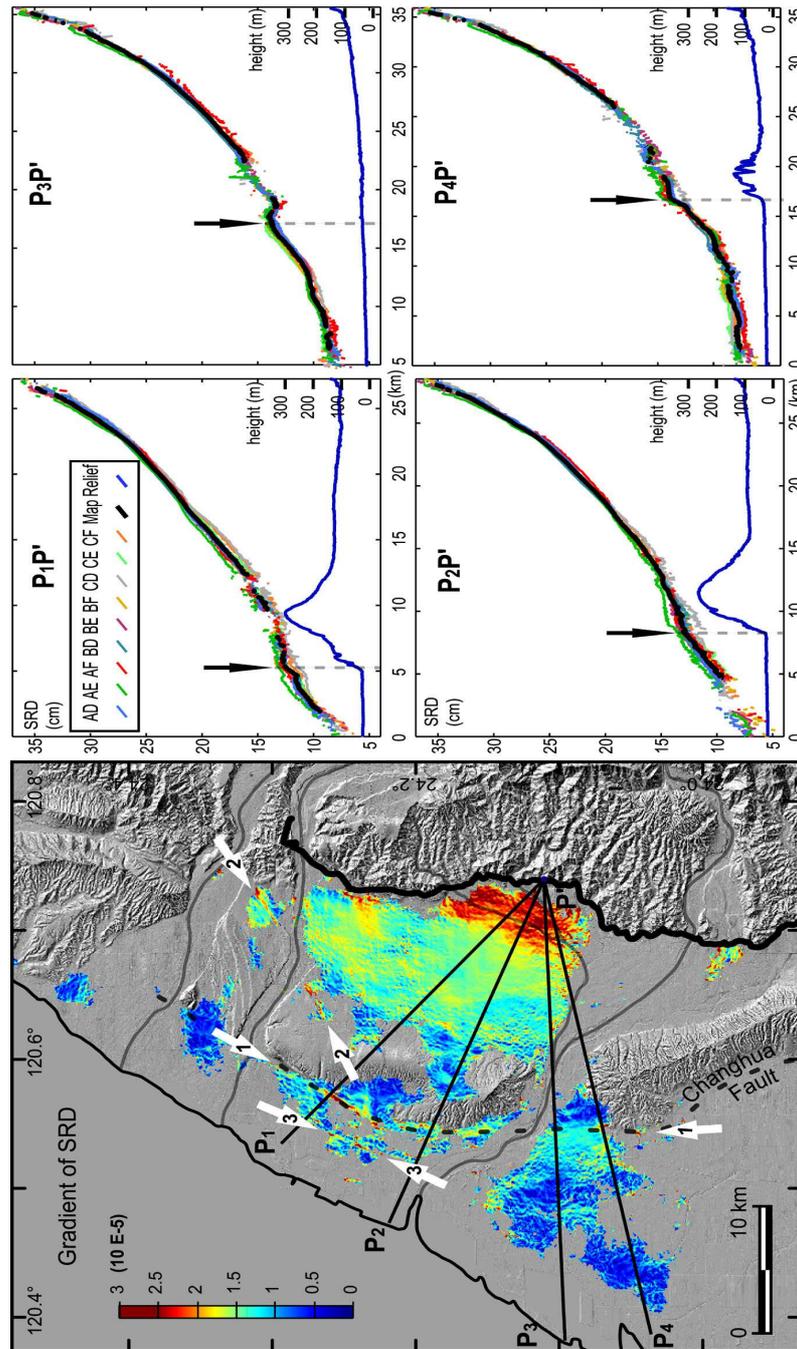


Figure 70 : Effect of the Changhua and Tuntzuchio faults on the coseismic displacement field

a) Map of gradient of coseismic SRD (with lowpass filter). It shows a global trend: a decrease (from red to dark blue) from East to West. The Changhua fault (dark grey dashed line) exactly fits an anomaly in this trend indicated by the white arrows 1. This anomaly, characterized by a re-increase in SRD from East to West, separates a blue-green area to the East from a red-yellow-green area to the West, contrasting with the global trend. White arrows 2 indicate an anomaly that corresponds to the Tuntzuchio fault (compare with Figure 64). White arrows 3 indicate another similar anomaly that could correspond to an unknown fault.

b-e) Four profiles (location on figure a) of the corrected coseismic interferograms, of the SRD map (black line) and of the relief (thin blue line) illustrating the anomaly 1. The black arrows show the location of the re-increase in SRD gradient. The profile P₃P', which crosses a flat area, also shows the anomaly excluding an artefact linked to the relief.

f) Discussion and Conclusion

- Reliability of results

To quantify the reliability of our coseismic SRD map, we have proposed to attribute an uncertainty value of 1.7 cm to the map, using the rms difference between the SRD calculated from GPS data and the SRD of the nine coseismic interferograms. This value is greater than a usual estimation of the uncertainty corresponding to the rms difference between GPS data and the SRD map, which is 1.2 cm in our study. These two estimates are affected by the GPS errors, which can be more than 3 cm in SRD, causing an overestimate of the map uncertainty. The mean standard deviation of the coseismic interferograms (Figure 69a), which is also an indicator of the uncertainty of the SRD map, is 0.4 cm. Then, the uncertainty evaluated from GPS data may be overestimated; however, the standard deviation of coseismic interferograms depends on nine measures that are not completely independent and does not take into account systematic possible errors in coseismic interferograms. Moreover, GPS data are not really independent of the SRD map, because they are used to evaluate the phase ramp gradients and the constants of the interferograms (respectively G_{E-W} , G_{N-S} and C parameters in eq. 2). Thus, GPS data could introduce systematic errors in the SRD map that are not taken into account by the previous methods. Finally, as a precaution, we retained the 1.7 cm uncertainty given by the first method that is likely an upper bound throughout the map.

If such a single value is statistically representative of the uncertainty of the coseismic SRD map, it does not express the spatial variation of the uncertainty across the map. The map of standard deviation (Figure 69a) is more informative to assess these variations than to consider the changes, from a GPS station to another, of the difference between GPS data and the SRD map. The Figure 69a shows that the highest values of the standard deviation map are distributed into several kilometric areas, for example at riverbed north of Taichung or close to the fault. Regarding amongst the different sources of errors of the coseismic SRD map, atmospheric effects and non-coseismic displacements are the main errors that can explain this spatial distribution. Changes in atmospheric state are not evenly distributed and can result in areas where variability between interferograms is high. Non-coseismic displacements can also produced similar pattern in the spatial distribution. To distinguish between atmospheric effect and non-coseismic displacements, we need to analyse the temporal evolution between interferograms: atmospheric perturbations are expected to have no continuous evolution with time. For instance, regarding the variability close to the fault trace, both origins can be

suspected. The area is located along a high change in the topography that is susceptible to favours atmospheric variation. Regarding non-coseismic displacements, significant postseismic displacements are observed in the hangingwall by GPS [Bechor *et al.* 2001; Hsu *et al.* 2001], and also by INSAR (small hangingwall areas in postseismic interferograms show fringes that are consistent with deformation revealed by the GPS analysis). These displacements are related to a postseismic slip on the fault [Bechor *et al.* 2001]. Thus, postseismic displacements on the footwall are possible near the fault trace. Yu *et al.* [2001] did not apply any post-seismic correction in the footwall. However, the GPS network coverage is low close to fault. The analysis of the temporal evolution between interferograms shows that the SRD do not follow the logic of postseismic displacements and that their variations have rather an atmospheric origin. If the postseismic displacements suspected in this part of the footwall exist, they are too small relative to the atmospheric effects to be detected by our INSAR analysis. The SRD temporal analyses made at the gradient anomalies (see Figure 70) lead to similar conclusions.

This discussion illustrates the limit of an estimate of the uncertainty only based on GPS data and shows the interest of having several coseismic interferograms to better determine the spatial distribution of the uncertainties on coseismic SRD map. Moreover, several coseismic interferograms allow analysing temporal evolution of the perturbations and, for instance, to reveal non-coseismic displacements that are disregarded by the GPS network. That is particularly important as the shortest coseismic interferogram is not necessarily the best in quality.

- Comparison with modelling of the distribution of slip on the fault plane

Complementing information obtained from seismicity, geodetic data have been notably used to constrain the distribution of slip on the fault surface of the Chi-Chi earthquake. Discrepancies exist between the different published slip distribution models of the fault owing to different geometries of the fault, different inversion methods and data sets. Regarding the data, most of the models are determined by the inversion of both GPS and strong motion data [Ji *et al.* 2001; Wang, W. H. *et al.* 2001; Wu *et al.* 2001; Zeng et Chen 2001]. Ma *et al.* [2001] also include teleseismic data, whereas Johnson *et al.* [2001] use only GPS data and Chi *et al.* [2001] only strong motion data. Dominguez *et al.* [2002] combine GPS data with horizontal coseismic displacement inferred from correlation of SPOT satellite images.

INSAR results can be integrated as new geodetic constraints on the fault geometry and slip distribution [Wright *et al.* 1999; Bürgmann *et al.* 2000a; Delouis *et al.* 2002; Feigl *et al.* 2002]. Although the coseismic SRD map simply gives one-dimension constraints on the coseismic displacement, it provides a much larger spatial coverage than the GPS network. To check the interest of such INSAR integration, we compare our results with two models of slip distribution, from Dominguez *et al.* [2002] and Wang *et al.* [2001]. These models are inverted with Okada's method in homogeneous elastic half space [Okada 1985; Okada 1992]; we use the Range-Change program [Feigl et Dupre 1999] to reconstruct the predicted coseismic SRD. Although both these models are globally consistent in trend with our results, they tend to overestimate the displacements. For instance, regarding the model from Dominguez *et al.* [2002], the rms difference between the model and the coseismic SRD map is 23 cm. Even excluding a 5 km wide strip along the fault trace, where the largest discrepancies may be expected (notably because of the approximate geometry of the fault used in the model), the rms difference remains as large as 15 cm. Moreover, it is noteworthy that the deformation pattern observed is smoother than those in models. Model comparison with INSAR results is particularly interesting as it gives more precise information than comparison with GPS data on the spatial distribution of the model errors. By this way, we determined that the model of Dominguez *et al.* [2002] significantly overestimates the coseismic SRD in the area between Pakuashan and the fault trace, which may results from approximations in modelling the local fault geometry. Concerning the regional overestimate of the coseismic displacement by the models, Ji *et al.* [2001] noted that a layered earth model is better than the half-space model for generating static response. They indicated that for a thrust, the fault response generated by the half-space earth model is, by 30% or more, larger than that obtained with layered model in the footwall. Furthermore, because the largest coseismic displacements occur on the hangingwall, the inversions are certainly more influenced by the hangingwall data than by the footwall ones.

Considering a joint inversion including our results, the asymmetrical spatial distribution of INSAR measurement in the footwall only deserves consideration because it can introduce a bias on modelling [Delouis *et al.* 2002]. Another problem, related to data uncertainty, is the weighting of the data from different sources, which may also introduce bias in the modelling [Feigl *et al.* 2002].

Taking into account these precautions, our results provide new constraints to improve the present-day knowledge on the Chi-Chi earthquake through modelling, especially in terms

of coseismic slip distribution or fault geometry. Our valuable records of coseismic displacement caused by the Chi-Chi earthquake are available in most of the footwall domain of the reactivated Chelungpu fault. The use of INSAR combined with the GPS information enable us to produce a map of the coseismic displacement on the footwall with centimetric accuracy, and with high resolution especially in the Taichung area. This result allows us to detect the influence of the Changhua and Tuntzuchio faults on the coseismic displacement of the Chi-Chi earthquake, that we suppose to be caused by slight slip along these faults triggered by the Chi-Chi earthquake. Based on these observations, we also suppose the presence of another fault West of the Changhua fault where a similar anomaly of the coseismic displacement occurs. Thus, not only does the INSAR technique provide a powerful tool to extrapolate the results of geodetic analyses, but also it has high potential to reveal features that other methods fail to reveal because of their punctual character (GPS network or strong motion network) or limitation in accuracy (correlation of SPOT satellite images).

ACKNOWLEDGEMENTS - *We thank J-P. Avouac and S. Dominguez, who provided results in advance of publication, we also thank the GDR-INSAR group and the CSRSR centre of the National Central University of Chungli (Taiwan) for their help. This work was supported by the European Space Agency (ESA EO project CIP-1046 and ESA AO project), by the Taiwan-France cooperation program (French Institute in Taipei and National Science Council of Taiwan) and by the French CNRS INSU in the frame of the PNRN. We are grateful to Hu Jyr-Ching and to the reviewers for their comments that improved the manuscript.*

g) Comparaison avec l'étude de Chang *et al.* [in revision, 2004]

L'étude de Chang *et al.* à laquelle j'ai participé, a été faite à partir de 4 images ERS dont trois ont été utilisées dans notre travail (images B, D, et E) et la quatrième a été acquise le 21 janvier 1999. Chang utilise la même approche que nous mais avec un logiciel différent, appelé GAMA [Wegmuller et Werner 1997a]. Le couple BE est déroulé pour obtenir le champ de déplacement. Le déroulement est effectué sur une zone beaucoup plus large que dans notre étude, ce qui indique soit que l'interférogramme obtenu avec le logiciel GAMA est de meilleure qualité, soit que la méthode de déroulement utilisée (intégrée au logiciel) est plus adaptée que celle que nous avons employée. L'analyse du gradient de déplacement (voir Figure 71) selon un profil EW proche du profil P3P' de la Figure 70 est en accord avec nos résultats. Une anomalie a bien lieu à la longitude 120°32' où passe la faille de Changhua. Comme sur notre profil, elle est précédée d'une inversion du gradient de déplacement.

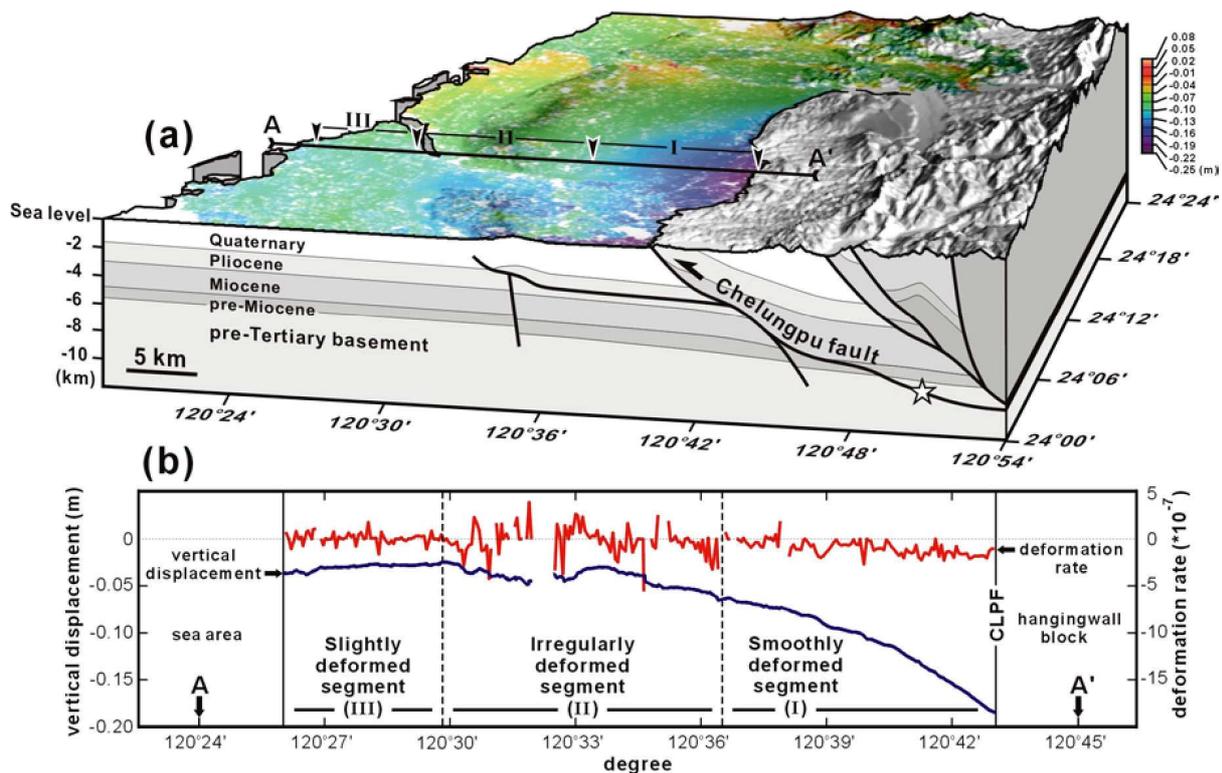


Figure 71 : Analyse interférométrique du séisme par Chang *et al.* [in revision, 2004]

a) Bloc diagramme montrant le contexte tectonique de la région de Taichung. L'interférogramme BE, réalisé et déroulé par Chang *et al.*, est superposé au MNT. Coupe géologique d'après Mouthereau *et al.* [2001a].

b) Le profil bleu correspond au déplacement vers le radar suivant une coupe Est-Ouest qui recoupe la faille de Changhua, et la ligne rouge le taux de déformation évalué par le gradient du profil en bleu. D'après Chang *et al.* [in revision, 2004].

Notre interprétation de cette anomalie, en tant que réactivation de la faille de Changhua, diffère de celle de Chang et al, qui proposent de l'attribuer à l'influence de failles héritées dans le socle et à la présence d'une terrasse structurale favorisant la déformation superficielle. La présence, le long de ce profil, d'une inversion du gradient à l'Est de la faille de Changhua (qui ne se retrouve pas sur nos autres profils) est un signal qui nous semble significatif, affectant la région située à la terminaison Sud de l'anticlinal de Tatushan. L'origine de ce signal reste à expliquer dans cette zone charnière du point de vue tectonique, où des structures chevauchantes sont associées à des structures décrochantes parfois interprétées en termes de zones de transfert [Lee *et al.* 1996; Deffontaines *et al.* 1997; Delcaillau *et al.* 1998; Mouthereau *et al.* 1999].

Fialko et al. [2002] ont bien montré l'intérêt de l'étude des ruptures secondaires dans la compréhension du cycle sismique. Nos observations suscitent donc l'intérêt d'une étude plus approfondie de ces déplacements secondaires, provoqués par le choc principal. Une telle recherche prend d'autant plus d'importance que la faille de Changhua est reconnue comme étant une faille potentiellement sismique et que la faille de Tuntzuchio a été le lieu du grand séisme de 1935 (voir Figure 53). Une approche intéressante serait de soustraire un modèle de la déformation cosismique pour faciliter l'analyse fine de ces déformations secondaires [e.g. Wright *et al.* 2001a]. Cependant, comme nous le verrons ultérieurement, il n'existe actuellement pas de modèle cosismique satisfaisant pour permettre une telle analyse sur le bloc chevauché.

2. Les déplacements post-sismiques observés par interférométrie radar.

Le GPS indique que le bloc chevauchant connaît des déplacements postsismiques significatifs. Ceci est confirmé par nos interférogrammes post-sismiques (voir Figure 72). Les interférogrammes postsismiques montrent plusieurs franges qui sont absentes des interférogrammes pré-sismiques et ne peuvent donc pas être attribuées à des effets topographiques. De plus, ces franges, qui ne sont pas directement corrélées à la topographie, sont plus nombreuses dans l'interférogramme à 35 jours (qui est le plus proche du séisme), que dans l'interférogramme à 70 jours dont la première image n'est acquise que 37 jours après le séisme. Ceci est cohérent avec la diminution progressive des déplacements postsismiques observé par GPS. Une étude plus approfondie de ces déplacements, combinant d'autres

images ERS acquises après le séisme, devrait pouvoir apporter des contraintes intéressantes à l'étude de ces déplacements. Par exemple, dans le cadre d'un mécanisme de type "after-slip", comme cela semble être le cas [Hsu *et al.* 2002], les données permettraient de mieux contraindre le glissement et notamment sa profondeur. Notons que l'influence des répliques sur le déplacement n'est pas négligeable. Ainsi, Chi et Dreger [2002] ont montré que l'une des plus importantes répliques (M_w 6.4, 25 septembre 1999) a pu induire un déplacement post-sismique localisé sur le bloc chevauchant, et pouvant atteindre 3,3 cm au maximum.

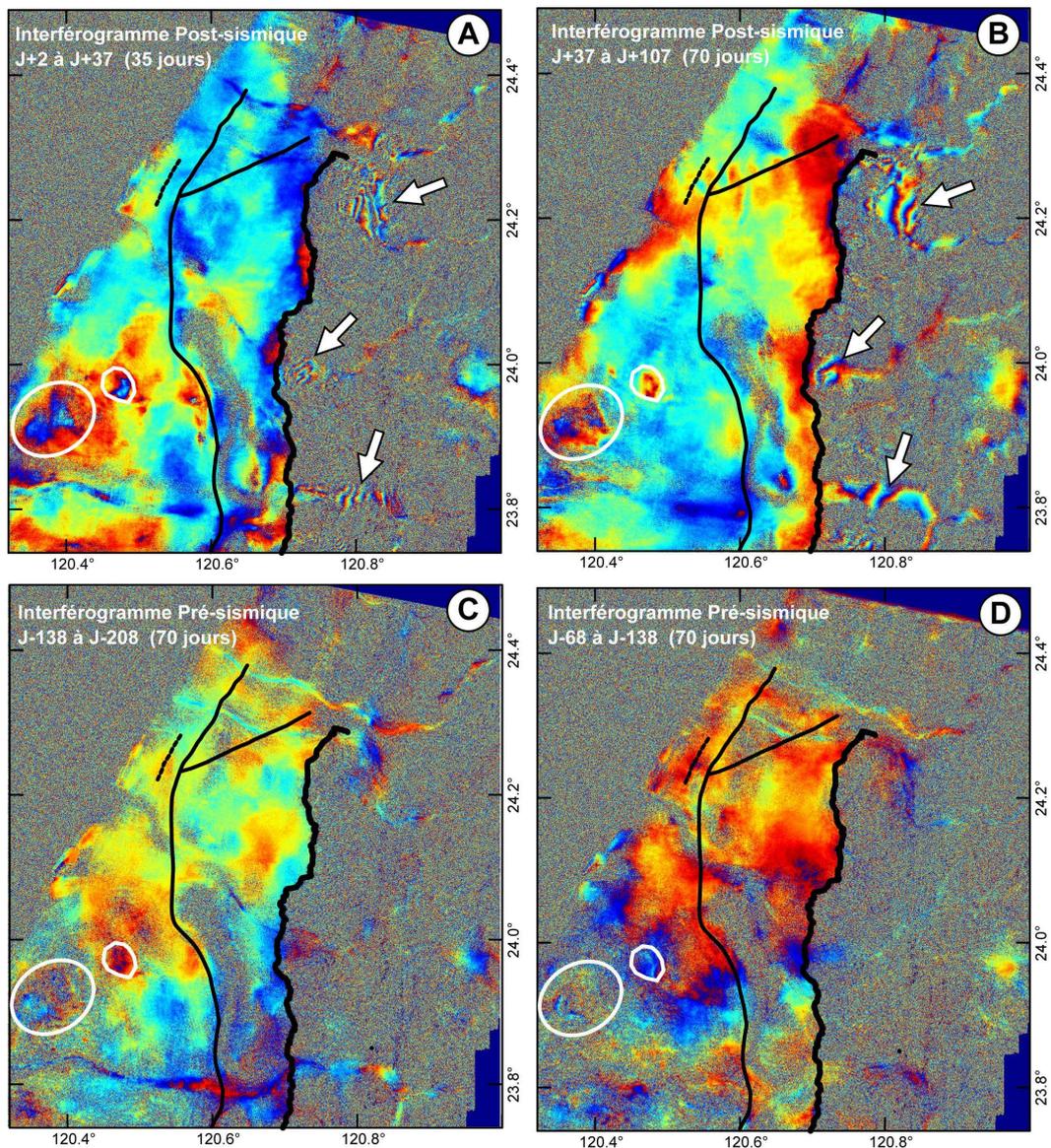


Figure 72 : interférogrammes pré- et post-sismiques

A et B : Interférogrammes post-sismiques (filtrage [Goldstein et Werner 1998]). Les flèches blanches indiquent la présence de déplacements postsismiques sur le bloc chevauchant.

C et D : Interférogrammes pré-sismiques (filtrage [Goldstein et Werner 1998]).

Le trait noir épais localise la faille de Chelungpu. Les traits noirs fins indiquent les failles de Changhua et de Tuntzuchio. Les ellipses blanches indiquent des zones en subsidence.

Le GPS indique que, sur le bloc chevauché, les déplacements postsismiques sont très limités [Yu *et al.* 2001; Hsu *et al.* 2002] et n'excèdent pas 2 cm. Cette observation est confirmée dans nos interférogrammes postsismiques (voir Figure 72). Les variations de phase observées dans le bloc chevauché ne peuvent être facilement distinguées des perturbations atmosphériques. Il n'est cependant pas exclu qu'un faible déplacement (inférieur au cm) ait lieu à proximité de la faille, comme semblent le suggérer les interférogrammes.

Au Sud Ouest, des phénomènes de subsidences locales, déjà présents avant le séisme, affectent l'ensemble des interférogrammes (voir Figure 72 et Figure 73). Cette subsidence serait due à un pompage de la nappe phréatique (Chang C-P, com. pers). La signature spatiale de la zone principale de subsidence est marquée par la présence sur le bord Nord Est de la zone d'une limite linéaire. Cette discontinuité ne se retrouve ni dans la topographie ni dans l'occupation du sol. La direction de ce linéament NNW-SSE est compatible avec l'orientation régionale des structures tectoniques [Deffontaines *et al.* 1997]. Nous émettons donc l'hypothèse que cette discontinuité pourrait correspondre à une faille non émergente guidant la compaction liée au pompage. Un tel contrôle structural de la subsidence a déjà été mis en évidence par interférométrie radar [e.g. Amelung *et al.* 1999].

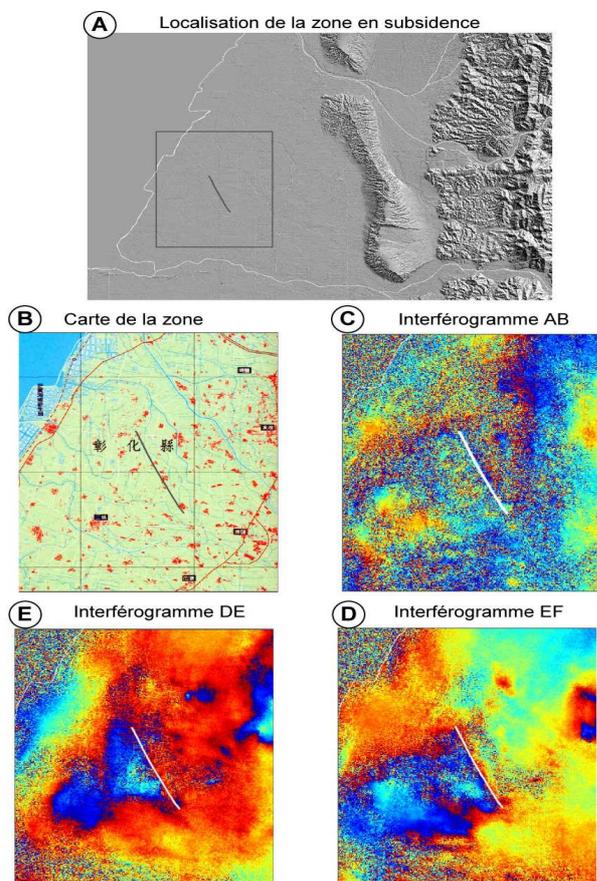


Figure 73 : phénomène de subsidence révélant une structure linéaire sous jacente.

A - Localisation de la principale zone de subsidence.

B - Carte de la zone ne montrant pas de discontinuité dans l'occupation du sol de la zone.

C, E et D - Interférogrammes de la zone montrant la présence d'une discontinuité limitant la zone de subsidence au Nord-Est.

C. Comparaison avec les modélisations du glissement cosismique

Afin d'étudier ce que peuvent apporter les données interférométriques à la connaissance du séisme de Chi-Chi par rapport aux autres types de données, nous avons effectué des comparaisons avec des modèles de glissement cosismique. Ces modèles donnent la distribution du glissement sur une faille de géométrie donnée. Le choix des modèles s'est fait en fonction de la disponibilité ou non de l'ensemble des paramètres décrivant le modèle. Ces modèles sélectionnés sont le résultat d'inversion à partir d'un ou plusieurs jeux de données : données GPS, données accélérométriques, données télé-sismiques, corrélation d'images SPOT. Une partie de ces travaux a été présentée lors de congrès [Pathier *et al.* 2002b; Pathier *et al.* 2003a].

1. Calcul d'interférogrammes synthétiques à partir des modèles

Dans tous les modèles considérés, les données de déplacement sont inversées en utilisant les formulations d'Okada [1985; 1992], basées sur la théorie des dislocations dans un milieu homogène semi-infini. Les relations analytiques, établies par Okada, permettent de relier les paramètres décrivant une dislocation plane dans un demi-espace élastique avec le déplacement en surface qu'elle occasionne. A l'exception du modèle de Loevenbruck *et al.* [2001], qui utilise la formulation points sources [Okada 1992], les autres modèles utilisent des dislocation planes.

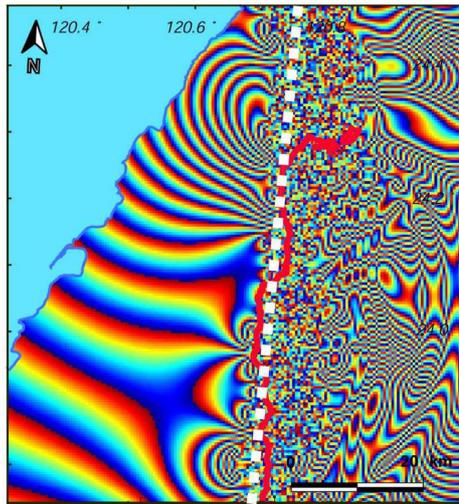
Pour calculer les interférogrammes synthétiques, nous avons utilisé le modèle direct qui, en partant des paramètres de glissement du modèle et de la géométrie de la faille, donne accès aux déplacements en surface. Pour cela, nous avons utilisé le programme RNGCHN [Feigl et Dupre 1999]. Une fois les trois composantes des déplacements calculées, nous calculons l'interférogramme synthétique en tenant compte de la variation du vecteur visée du radar sur l'image.

Ces interférogrammes synthétiques sont à comparer avec l'interférogramme cosismique de la Figure 66 (Remarque : l'ordre des couleurs des franges est inversé). Dans la Figure 74 et dans la Figure 75, pour chaque modèle, la géométrie de la faille et l'interférogramme synthétique sont représentés. Dans les modèles les plus simples, la faille est représentée par

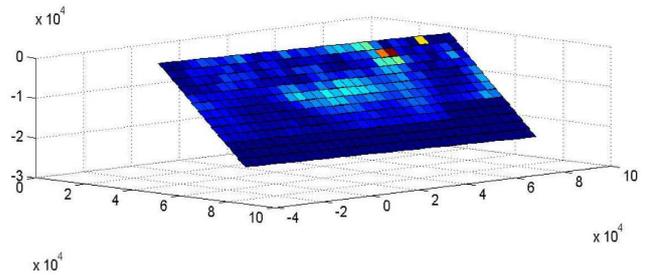
un simple plan [Chi *et al.* 2001; Ma *et al.* 2001]. Cependant, pour obtenir des résidus suffisamment faibles entre le modèle et les données à l'issue de l'inversion, un tel plan doit se prolonger au nord, largement au-delà de la rupture, ignorant ainsi la rotation vers l'Est de la faille. Ainsi, pour le séisme de Chi-Chi, la connaissance de la géométrie de la faille apparaît comme un point crucial dans la réalisation d'un modèle.

Des géométries plus complexes ont été proposées pour mieux rendre compte de la géométrie complexe de la faille [Loevenbruck et Cattin 2001; Ma *et al.* 2001; Wang, W. H. *et al.* 2001; Dominguez *et al.* 2003].

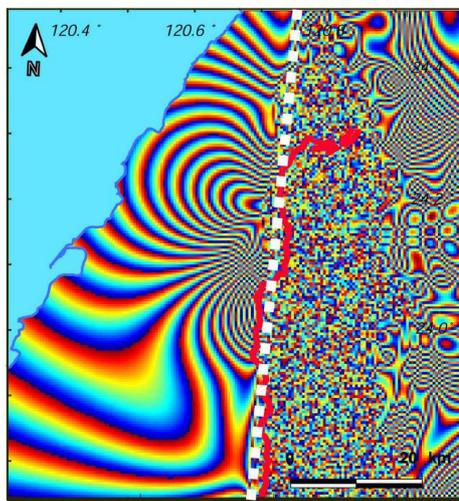
Il ressort de ces différentes modélisations synthétiques, qu'aucun des modèles proposés n'est vraiment satisfaisant avec le déplacement cosismique que nous avons mesuré sur le bloc chevauché. En particulier, aucun des modèles ne rend bien compte de l'aspect concentrique des franges centrées sur le rentrant vers l'Est de la faille, autour de la ville de Taichung (voir Figure 66). Au contraire, dans la plupart des modèles, les franges forment des lobes concentriques centrés sur les parties saillantes de la faille. Les différences d'aspect des franges entre les modèles semblent en grande partie causées par l'utilisation de géométries différentes de la faille.



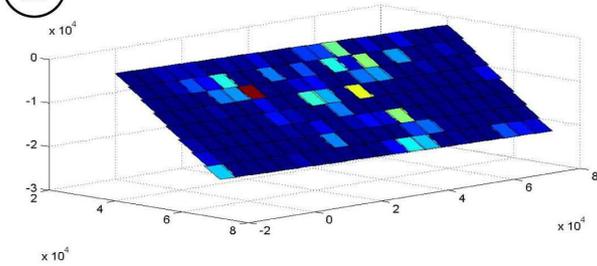
1



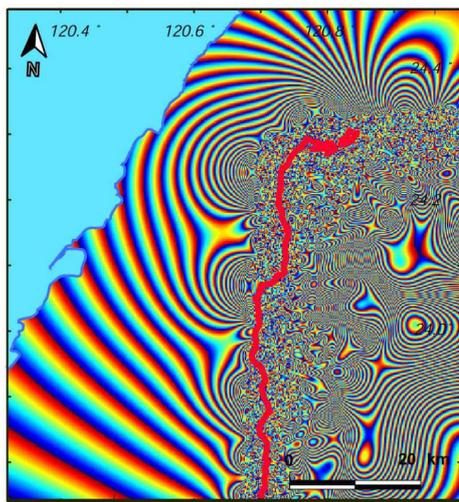
Wu-Cheng Chi et al. [2001]
Inversion à partir des données accélérométriques



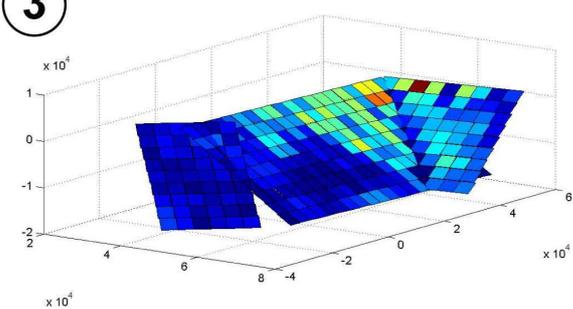
2



Kuo-Fong Ma et al. [2001]
GPS et onde téléseismique et accéléromètres



3



Kuo-Fong Ma [com. pers.]
GPS et onde téléseismique et accéléromètres

Figure 74 : interférogammes synthétiques calculés à partir de modèles de glissement cosismique sur la faille de Chelungpu (voir aussi Figure 75)

A gauche : interférogamme synthétique simulé pour ERS. En trait rouge : faille de Chelungpu.

A droite : modèle de distribution de glissement utilisé pour calculer l'interférogamme synthétique.

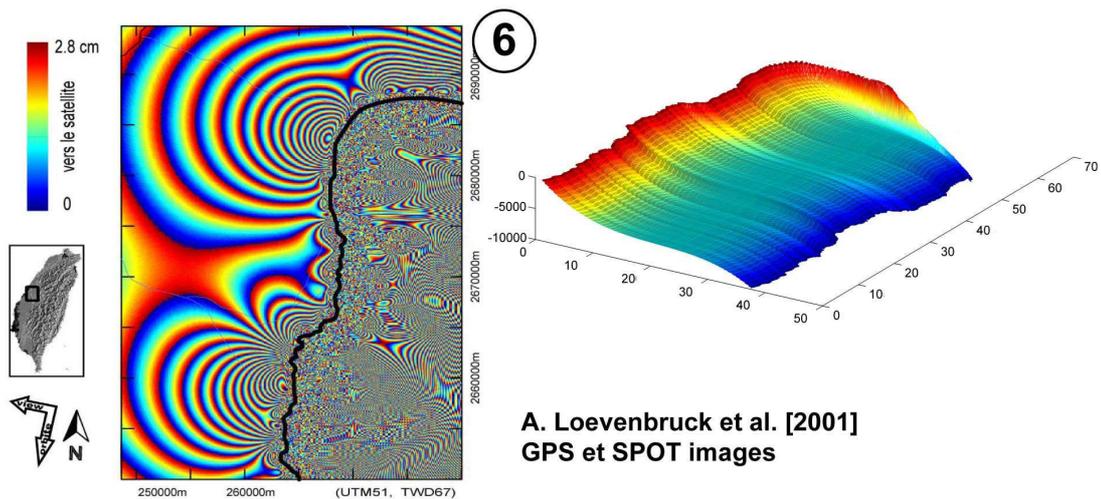
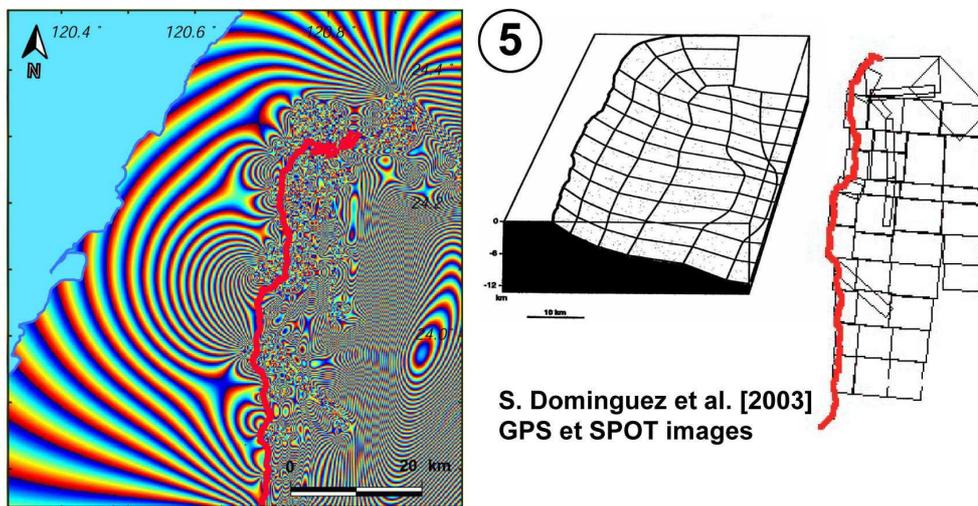
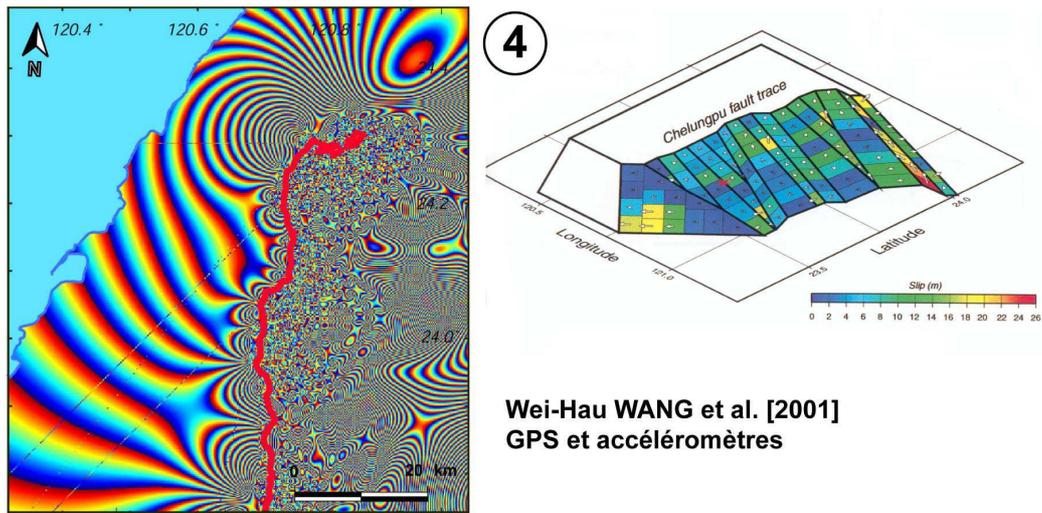


Figure 75 : interférogammes synthétiques calculés à partir de modèles de glissement cosismique sur la faille de Chelungpu.

Voir aussi la Figure 74 et sa légende.

Remarque : le modèle effectivement utilisé par Dominguez correspond à celui de droite qui cherche à rendre compte, pour le plan principal, du modèle représenté à gauche

2. Calcul de la différence entre la mesure interférométrique et les modèles.

Afin de mieux quantifier les écarts entre les modèles et nos données, nous avons calculé pour deux d'entre eux la différence entre les déplacements prédits et observés. Nous avons choisi les modèles de Loevenbruck *et al.* [2001] et de Dominguez *et al.* [2003] parce qu'ils présentent l'intérêt de posséder une géométrie de la faille plus réaliste et que ces deux modèles sont obtenus à partir du même jeu de données : le GPS et la corrélation SPOT.

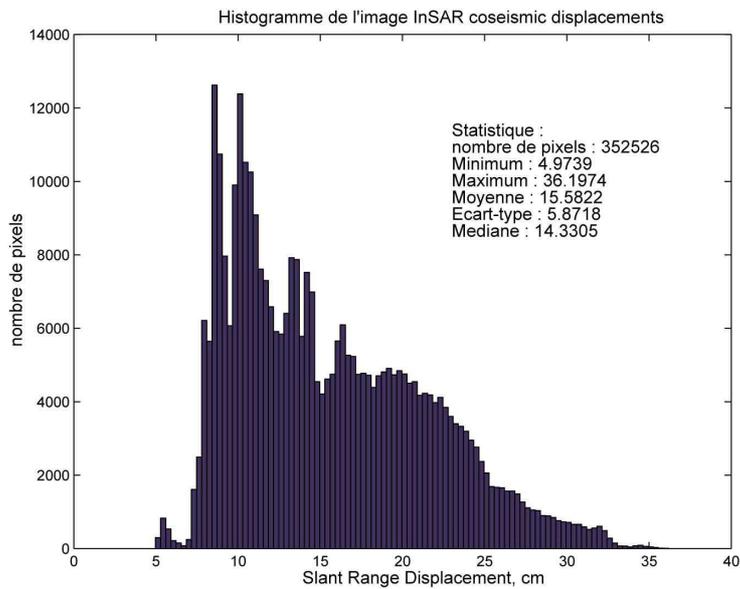
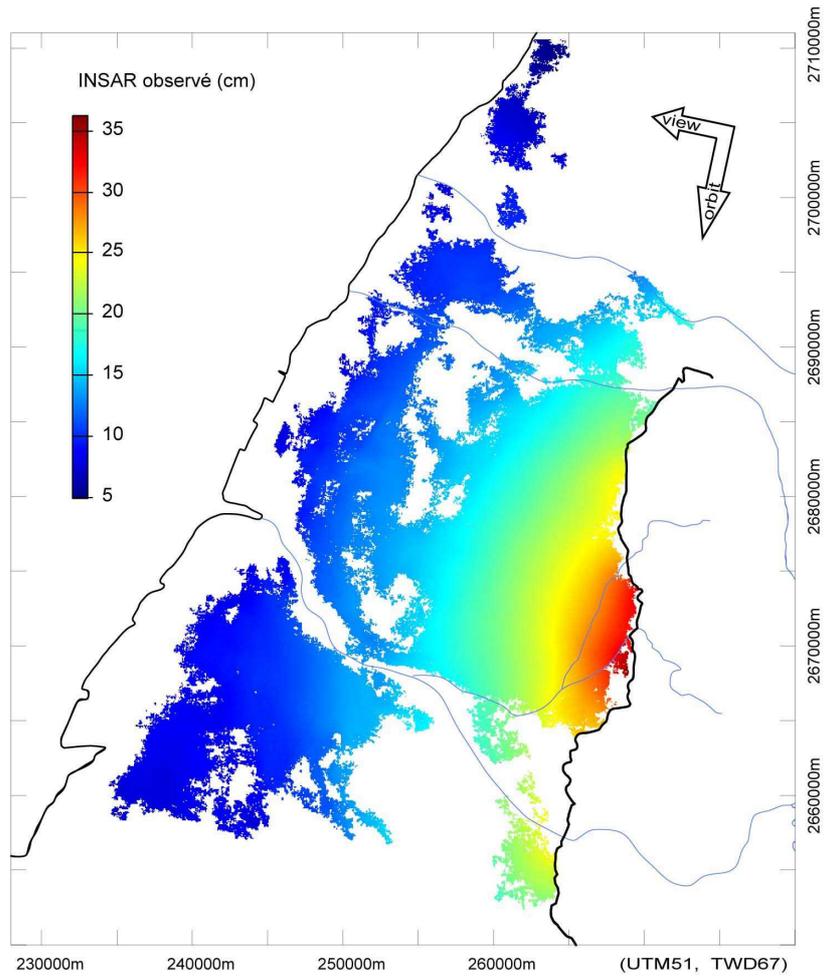


Figure 76 : carte et histogramme des déplacements observés par interférométrie radar différentielle

a) Le Modèle de Dominguez et al

La Figure 76 montre que la moyenne des déplacements mesurés s'établit à environ 16 cm de déplacement vers le radar. La différence entre ces données et le modèle de Dominguez *et al.* montre des résidus ayant une moyenne de 17 cm (voir Figure 77).

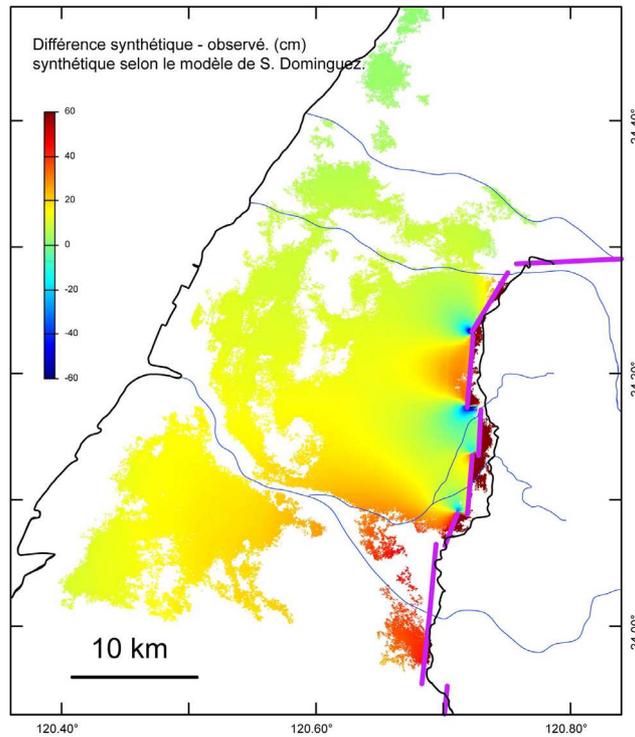
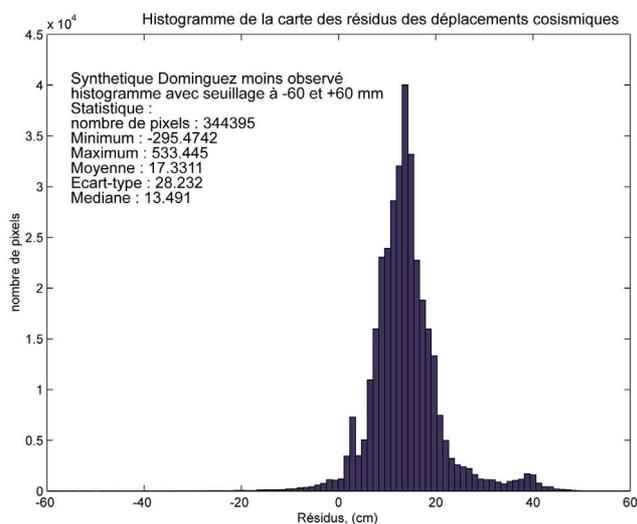


Figure 77 : carte et histogramme des résidus entre le modèle de Dominguez *et al.* et les données interférométriques

En trait noir : la faille cartographiée.
En trait violet : la faille modélisée.



L'estimation ne tient pas compte des forts résidus liés à la géométrie approximative de la faille modélisée (points en rouge foncé, présents à l'Est de la faille modélisée sur la Figure 77). Les résidus sont plus importants au Sud (jusqu'à 40 cm) et impliquent une

surestimation globale des déplacements vers le radar par le modèle. L'erreur relative est très importante car les résidus sont du même ordre de grandeur que les déplacements.

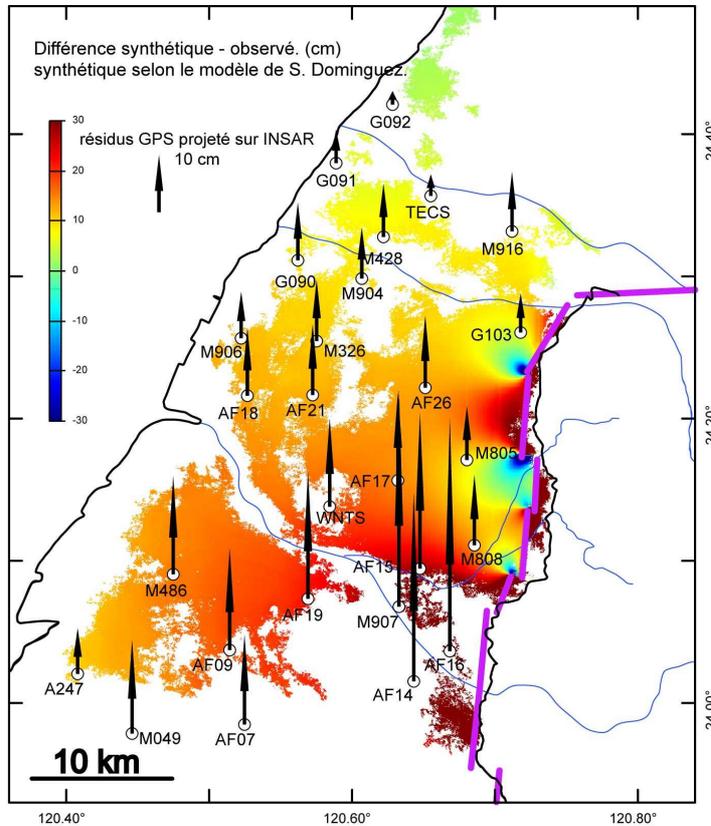
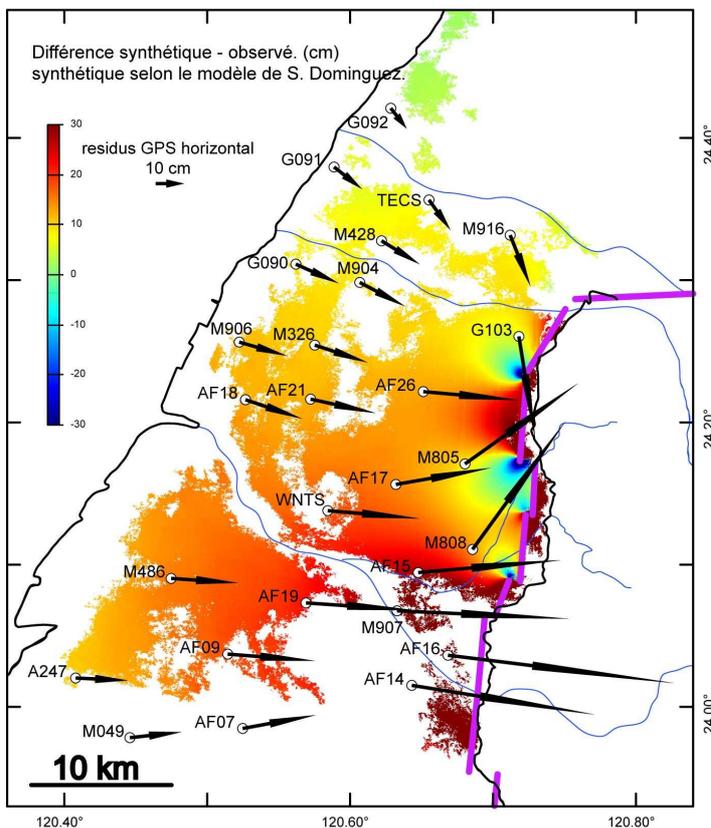


Figure 78 : carte des résidus entre le modèle et les données GPS et interférométriques

Haut – Les flèches noires représentent les résidus sur la composante du déplacement vers le radar entre le modèle et les données GPS

Bas - Les flèches noires représentent les résidus sur les déplacements horizontaux entre le modèle et les données GPS.



La comparaison avec les données GPS (voir Figure 78) permet de mieux caractériser les erreurs. En complément, les données interférométriques permettent une bonne interpolation des erreurs GPS. Ainsi, au Sud, les résidus positifs s'expliquent en grande partie par une surestimation des déplacements horizontaux vers l'Est par le modèle.

b) Le modèle de Loevenbruck *et al.*

Ce modèle montre un meilleur accord avec les données que celui de Dominguez *et al.* (voir Figure 79). En effet, la moyenne des résidus s'établit à environ 7 cm. Les résidus les plus importants sont proches de la faille.

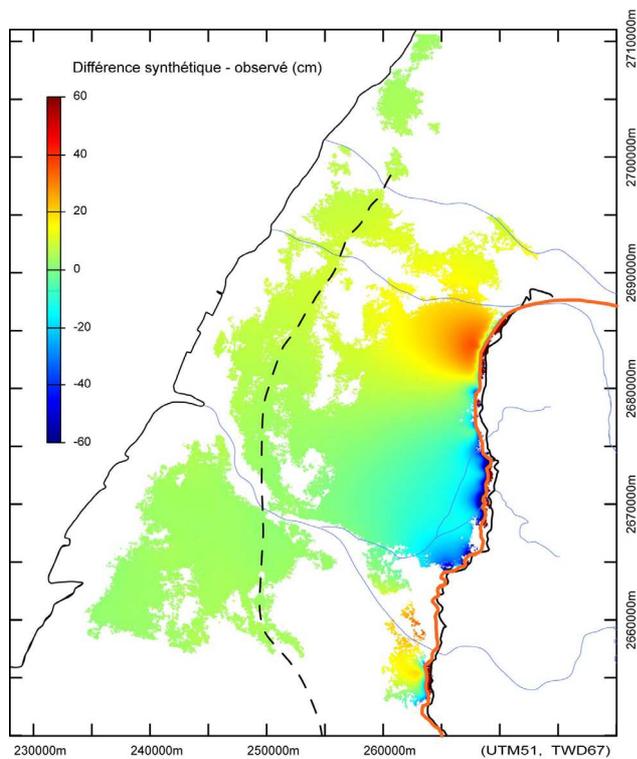
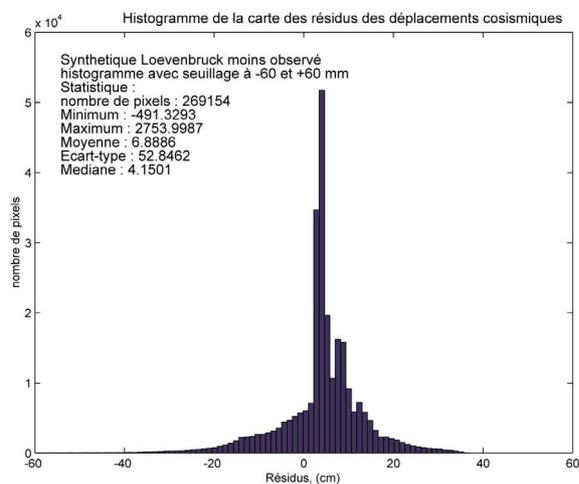
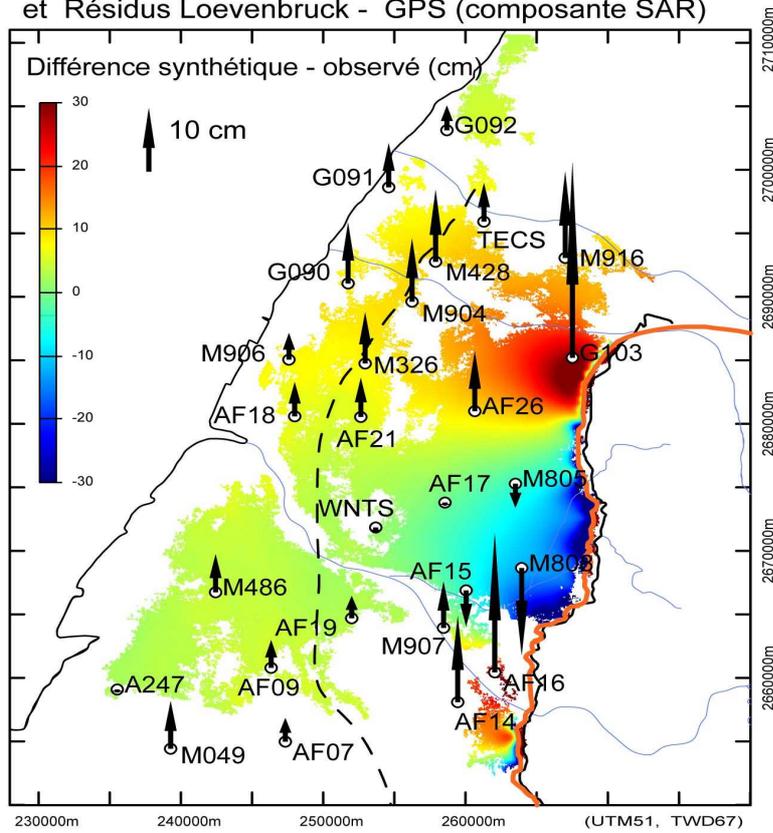


Figure 79 : carte et histogramme des résidus entre le modèle de Loevenbruck *et al.* et les données interférométriques.

Trait rouge : faille modélisée par Loevenbruck *et al.* ; trait noir : faille cartographiée ; en pointillés : faille de Changhua.



A - Résidus Loevenbruck - InSAR observé et Résidus Loevenbruck - GPS (composante SAR)



B - Résidus Loevenbruck - InSAR observé et Résidus Loevenbruck - GPS (horizontal)

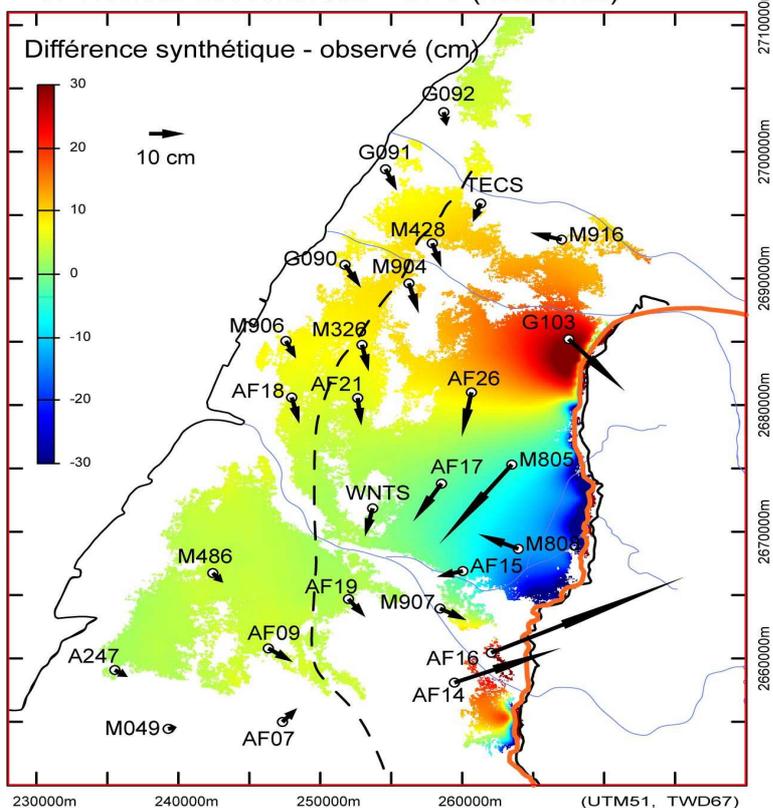


Figure 80 : carte des résidus entre le modèle et les données GPS et interférométriques pour le modèle de Loevenbruck *et al.*

- **En Haut** : Les flèches noires représentent les résidus sur la composante du déplacement vers le radar entre le modèle et les données GPS.

- **En Bas** : Les flèches noires représentent les résidus sur les déplacements horizontaux entre le modèle et les données GPS.

La comparaison croisée avec le GPS est instructive (Figure 80). Ainsi, une valeur faible des résidus par rapport aux données interférométriques ne signifie pas nécessairement que le déplacement modélisé est correct. En effet, à cause de la faible sensibilité du radar à la composante N-S du déplacement, le modèle à la station M805 présente un faible résidu par rapport aux données interférométriques. Cependant, l'erreur suivant la composante horizontale, estimée par rapport au GPS, est importante. A la station G103, l'erreur est à la fois sur la composante verticale et sur la composante horizontale (le GPS donne -10 cm en vertical alors que le modèle donne +15,6 cm). Au contraire, aux stations AF14 et AF16, l'erreur est principalement sur la composante horizontale.

On remarquera que, compte tenu du maillage GPS, il n'y a pas de zones de forts résidus qui ne soit pas couverte par le GPS. Mais, dans le cas où par exemple le point G103 n'existerait pas ou serait altéré, on comprend bien l'intérêt de l'interférométrie pour évaluer l'ajustement du modèle.

c) Discussion

Nos données sont situées dans une zone où le déplacement est faible relativement au bloc chevauchant. Ainsi, les inversions à partir de modèles numériques vont surtout ajuster les données des déplacements principaux du bloc chevauchant, qui représentent le signal principal du déplacement cosismique, bien que les données GPS soient plus nombreuses à l'Ouest de la faille.

En suivant ce raisonnement, on peut estimer que l'ajustement aux données du bloc chevauché est secondaire dans la mesure où l'on explique bien celles du bloc chevauchant. Ainsi, les résidus du modèle d'après le GPS étant plus importants sur le bloc chevauché que sur le bloc chevauchant, si ces résidus sont considérés comme raisonnables sur le bloc chevauchant, ils le seront aussi sur le bloc chevauché. On peut ajouter que les données de corrélation SPOT, utilisées sur le bloc chevauché, sont aux limites de la précision permise par la technique. Cependant, au regard des comparaisons effectuées précédemment, on s'aperçoit qu'à partir d'un même jeu de données, on aboutit à des résultats sensiblement différents en ce qui concerne l'ajustement aux données situées dans le bloc chevauché. Ainsi, le modèle de Loevenbruck *et al.* est, de ce point de vue, meilleur que celui de Dominguez *et al.*

Cette différence peut avoir plusieurs origines : la méthodologie employée n'est pas la même et la géométrie non plus. Dominguez *et al.* utilisent une quarantaine de plans de faille

pour décrire la géométrie, puis ils ajustent par essai-erreur le déplacement sur ces plans, en partant d'un déplacement initial uniforme ayant un glissement selon la direction $N305^\circ$ proche de la direction de raccourcissement estimée par le GPS dans la période intersismique. Loevenbruck *et al.* partent d'une modélisation plus fine de la géométrie utilisant un maillage de plusieurs milliers de points sources permettant d'obtenir une ondulation assez lisse de la surface de la faille, sans introduire de discontinuité géométrique comme dans le cas des dislocations planes utilisées par Dominguez *et al.* (voir Figure 75). Puis, l'inversion est effectuée de manière systématique à partir de contraintes raisonnables sur les paramètres de glissement [Loevenbruck et Cattin 2001]. Ainsi, le processus d'inversion pourrait expliquer le meilleur ajustement des données du modèle de Loevenbruck.

Les différences de géométrie peuvent également expliquer une partie des écarts observés. Cependant, même si la manière de décrire la géométrie est différente (dislocations planes contre points sources), le modèle géométrique sous-jacent est globalement le même dans les deux modèles, inspiré de Suppe [1985]. Le plan de faille tri-dimensionnel est contraint en profondeur par une coupe E-W géologique de Suppe et extrapolé latéralement en se basant sur la géométrie de la rupture en surface. Au nord, une rampe latérale permet d'expliquer la virgation vers l'Est de la faille.

Il demeure des résidus assez importants, même dans le modèle de Loevenbruck, notamment au niveau des saillants et des rentrants de la faille. Ceci semble montrer que la géométrie de la faille, au moins dans sa partie supérieure, joue un rôle très important dans le cas du séisme chevauchant de Chi-Chi.

Loevenbruck *et al.* attribuent les résidus de leur modèle, par rapport aux données GPS, à des hétérogénéités locales du déplacement et/ou à des effets inélastiques non pris en compte par le modèle.

L'analyse des déplacements cosismiques montre que, sur le bloc chevauché, l'amplitude des déplacements augmente du nord vers le sud. Dans le bloc chevauché, les déplacements verticaux les plus importants sont plutôt au sud, et pour les déplacements horizontaux dans le rentrant vers l'Est de la faille. Cette observation, qui est mal expliquée dans l'hypothèse élastique où l'on s'attendrait à ce que les déplacements du bloc chevauché soient plus importants au Nord, suggère l'existence d'un "découplage" entre les deux blocs. Une différence de rhéologie de part et d'autre de la faille pourrait expliquer les désaccords observés : le modèle, impliquant un milieu homogène, ne parvient pas à accorder les déplacements des deux blocs. Une approche possible pour tenter de répondre à cette question

pourrait être d'effectuer deux modélisations du glissement indépendantes, l'une à partir des déplacements du bloc chevauché et l'autre à partir des déplacements du bloc chevauchant.

Une modification des paramètres élastiques peut être envisagée si, par exemple, il y a une erreur systématique forte sur le déplacement horizontal par rapport à l'erreur sur le déplacement vertical. Nous avons envisagé cette possibilité dans le modèle de Dominguez *et al.* qui surestime globalement les déplacements et où les résidus sont spatialement assez homogènes. Nous avons fait varier le coefficient de Poisson du modèle direct entre 0,23 et 0,28, ce qui représente une fourchette raisonnable pour la croûte supérieure [Feigl et Dupre 1999]. Wang et Chen [2001] utilisent un coefficient de 0,29 en se basant sur le rapport moyen des vitesses des ondes sismiques V_p/V_s dans la région obtenu par Chen C.H. *et al.* [2001], alors que l'inversion du glissement par Dominguez *et al.* a été obtenue avec un coefficient de 0,25. Toutefois, le résultat est que ce paramètre ne modifie que très peu les résidus (de 1 à 2 cm) d'un extrême à l'autre. Nous n'avons pas fait le test sur le modèle de Loevenbruck car, dans ce cas, les résidus sont fortement hétérogènes spatialement. Ainsi, le point G103 révèle plutôt une erreur sur le déplacement vertical alors que le point AF14 indique plutôt une erreur sur la composante horizontale.

Les données interférométriques permettent de tester la qualité des modèles de façon complémentaire aux données GPS et SPOT. Ceci se traduit par une meilleure localisation des zones mal modélisées et une meilleure interprétation de ces erreurs. Une fois les comparaisons avec les modèles effectuées, se pose la question de comment intervenir pour améliorer les modèles. Plusieurs possibilités se présentent :

- On peut mettre en cause la géométrie du modèle à partir des différences observées entre le modèle et les données. Dans ce cas, toute la difficulté est de réfléchir à l'incidence d'un changement de géométrie sur le résultat. Par exemple, à proximité du point G103 dans le modèle de Loevenbruck *et al.* (Figure 80), on peut suggérer d'augmenter le pendage de la faille, car ainsi on diminue le déplacement horizontal qui est surestimé et la composante verticale qui elle aussi est trop forte (elle devrait être négative d'après le GPS). Cependant, il faut s'assurer qu'une telle modification ne provoque pas une augmentation des résidus sur le bloc chevauchant. L'intégration des données interférométriques à l'inversion n'est pas indispensable, même si elle est préférable. Toutefois, dans le cas où les données interférométriques ne sont pas intégrées, elles peuvent servir utilement comme données de contrôle indépendantes.

- On peut aussi conserver la géométrie et essayer d'améliorer le modèle de glissement afin qu'il réduise ses résidus en intégrant les données interférométriques à l'inversion. Dans ce cas, il est nécessaire d'intégrer les données interférométriques à l'inversion [Delouis *et al.* 2002; Feigl *et al.* 2002; Pedersen *et al.* 2003]. Si ce n'est pas possible, on peut éventuellement envisager de pondérer les données GPS en fonction du résidu observé à partir des données interférométriques. Si les résidus par rapport au GPS ne s'améliorent pas, voire se dégradent, la géométrie de la faille sera alors à prendre en considération.

Notons que les données interférométriques fournissent un contrôle surtout dans la partie peu profonde de la faille. Plus la profondeur augmente, moins la déformation s'exprime en surface. Ceci est d'autant plus vrai dans le cas du séisme de Chi-Chi que l'essentiel du déplacement s'effectue dans la partie supérieure de la faille.

D. Perspectives pour l'étude des déplacements liés aux séismes.

Nous traiterons dans un premier temps des possibilités d'amélioration de la mesure des déplacements cosismiques et de la connaissance de son incertitude. Puis, nous reviendrons sur la problématique géologique posée par la géométrie de la faille. Nous évoquerons alors la possibilité d'apporter des éléments de réponse en utilisant l'ensemble des données disponibles dans le cadre d'une modélisation de la géométrie et du glissement fini de la faille.

1. Amélioration de la mesure des déplacements cosismiques

a) La mesure des disparités SAR

En complément de l'interférométrie radar différentielle, Michel [1997] a démontré le caractère opérationnel de la corrélation d'images d'amplitude radar pour la mesure des déplacements horizontaux du sol [Michel 1997; Michel *et al.* 1999; Michel et Rignot 1999]. Cette technique se fonde sur la recherche d'un maximum de corrélations locales des images d'amplitude avec une précision sub-pixel. On peut ainsi estimer les disparités géométriques

entre les deux images. Le principe sous-jacent est donc le même que dans l'utilisation d'images SPOT vue précédemment, mais sa mise en œuvre est adaptée aux spécificités de la géométrie de prise de vue du radar et aux caractéristiques des images d'amplitude, notamment la présence du bruit de speckle (voir Figure 12). La fonction de corrélation des amplitudes exploite l'hypothèse que les déformations à mesurer sont à basse fréquence. Michel [1997] indique que, dans des conditions favorables, la précision obtenue peut atteindre $1/30^{\text{ème}}$ de pixel rms (soit 20 cm pour le satellite ERS). La composante du déplacement suivant la direction d'azimut des images radar est mieux estimée que celle suivant la direction des distances. Ceci est dû à la meilleure résolution des images radar en azimut qu'en distance (4 m contre 20 m en terrain plat pour ERS).

La méthode de corrélation d'images d'amplitude est en fait couramment utilisée dans la fabrication des interférogrammes, mais pas avec les mêmes objectifs. En effet, pour former l'interférogramme, les images SAR doivent être parfaitement superposables, ce qui nécessite un recalage au $20^{\text{ème}}$ de pixel près (voir Chapitre I, §B-3-b p. 55). La plupart du temps, l'étape de recalage utilise la corrélation d'images. Dans la chaîne DIAPASON que nous utilisons, les décalages locaux, mesurés par corrélation, ne sont pas directement utilisés pour calculer le modèle de recalage car ils sont trop bruités. Un modèle théorique des distorsions géométriques des deux images est calculé à partir des données orbitales et du MNT, et la différence entre ce modèle et les décalages mesurés par corrélation donne une estimation très précise de la translation d'ensemble entre les deux images, mal connue autrement. Cette méthode permet d'assurer une très bonne précision à la fois locale et globale du recalage.

Le modèle calculé ne prend pas en compte les déformations du sol qui peuvent intervenir lors d'un séisme. Ainsi, en soustrayant le modèle aux décalages mesurés par corrélation, si les déplacements du sol sont suffisamment forts, comme c'est le cas du séisme de Chi-Chi, on obtient une estimation de ces déplacements. Nous présentons ci-dessous les résultats de cette opération effectuée avec un couple d'images d'amplitude cosismique. Signalons qu'il s'agit là d'une application détournée de la chaîne Diapason et que les paramètres que nous avons utilisés dans cette corrélation, ainsi que le corrélateur utilisé, n'ont pas été adaptés à la mesure de déplacement du sol. Une étude plus adaptée, suivant la démarche de Michel [1997], mènerait très certainement à de meilleurs résultats. Cependant, cette première approche permet de donner une idée du potentiel de la méthode.

La Figure 81 montre l'image de la composante des déplacements suivant l'azimut cosismiques, obtenue pour le couple CD. Même si l'image est assez bruitée, le signal

cosismique est bien observé : il est dominé par des déplacements sur le bloc chevauché, opposés à la direction d'azimut et ayant un ordre de grandeur comparable à ceux mesurés par le GPS et l'imagerie SPOT. Afin de comparer ce signal avec la composante NS des déplacements obtenus par la corrélation d'image SPOT, nous avons appliqué un filtre passe-bas pour réduire le bruit de l'image. La comparaison montre un bon accord entre les deux images.

Ainsi, nous pensons que cette étude mériterait d'être approfondie, en optimisant la corrélation d'images SAR à l'étude des déplacements du séisme. Ces résultats permettraient d'étendre plus au Nord la couverture de l'image SPOT, et d'apporter ainsi des contraintes supplémentaires à la modélisation du glissement. Notons d'autre part que la non prise en compte des déplacements cosismiques du sol lors du recalage des images de la chaîne DIAPASON peuvent être à l'origine d'une légère perte de qualité locale des interférogrammes cosismiques.

Mesure des déplacements horizontaux à partir de la corrélation d'image SAR

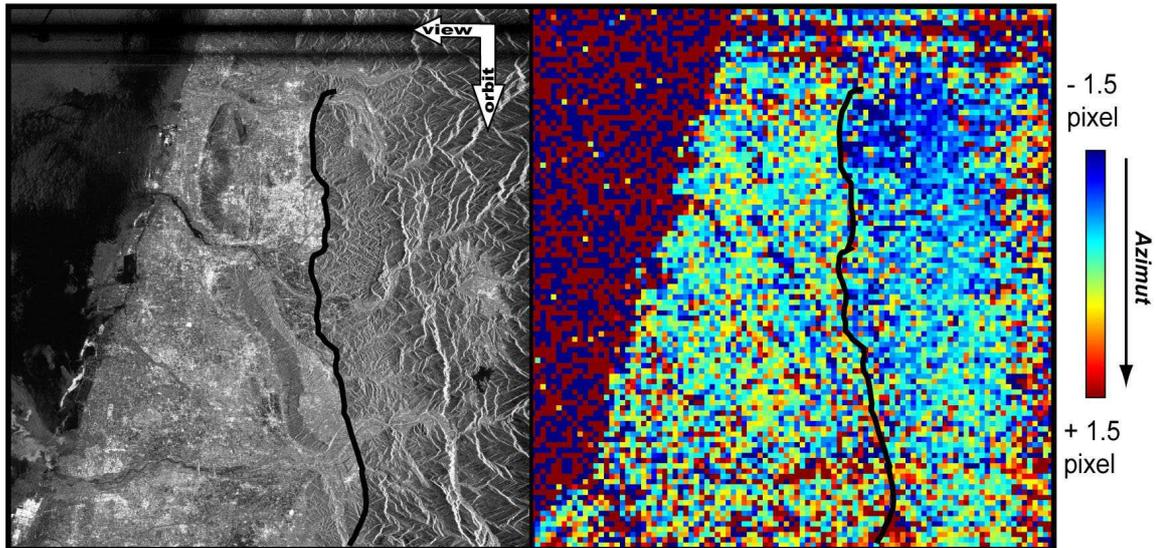
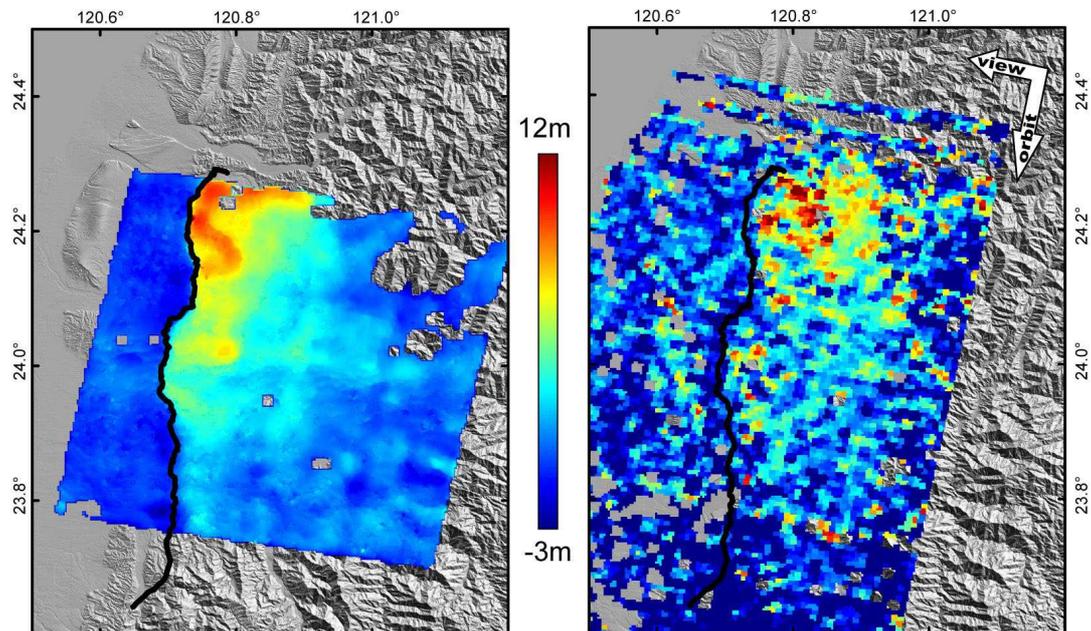


Image d'amplitude ERS2 n°22130 (1999)

Image des écarts (en pixel) suivant l'azimut

L'image des écarts, en géométrie SAR, est obtenue par la corrélation entre les images d'amplitudes SAR 22130 et 23132 (couple cosismique CD) . Les écarts causés par la différence de visée entre les deux images ont été retirés.

Comparaison avec la composante NS obtenue à partir d'images SPOT.



Images des déplacements cosismiques horizontaux obtenue à partir de la corrélation entre deux images SPOT (composante NS, positif vers le Nord) D'après Dominguez [2003]

Même image qu'au dessus, en géométrie MNT. L'image a été seuillée en utilisant le taux de corrélation et moyennée (fenêtre 3*3). Le passage des pixels aux mètres est fait en tenant compte de la taille du pixel en azimut (8m).

Figure 81 : mesure des déplacements par corrélation d'images SAR et comparaison avec SPOT

b) Utilisation d'une série temporelle d'images SAR

Notre étude du séisme de Chi-Chi a permis de mesurer les déplacements cosismiques du bloc chevauché avec une incertitude inférieure à 2 cm. Une telle précision est suffisante pour détecter l'essentiel du signal cosismique de ce grand séisme. La principale source d'erreur vient des perturbations atmosphériques, qui sont en partie réduites par la moyenne de trois interférogrammes cosismiques indépendants. Il est délicat d'entreprendre une moyenne sur un nombre beaucoup plus grand d'interférogrammes cosismiques en espérant ainsi réduire significativement l'incertitude sur la mesure. En effet, les interférogrammes cosismiques possibles sont limités en nombre, en raison de la décorrélation temporelle et de la nécessité que la base du couple soit faible. De plus, la présence non négligeable de déformations intersismiques pourrait "contaminer" le signal sur des interférogrammes à trop grands intervalles de temps.

Pourtant, une amélioration de l'incertitude pourrait s'avérer importante pour l'étude de séismes de plus faible magnitude (M_w entre 5 et 7), comme, par exemple, dans le secteur de Hualien, à l'Est de l'île, zone propice à l'étude par interférométrie radar différentielle.

Pour améliorer la qualité des résultats, une solution pourrait être de disposer d'une série importante d'images encadrant la date du séisme et, dans un premier temps, de travailler sur 2 jeux de données disjoints : le jeu des images acquises avant le séisme et le jeu des images acquises après. Dans chacun de ces lots d'images, l'objectif est d'estimer sur les images les plus proches du séisme les différentes composantes (orbite, atmosphère et déplacement) en utilisant une approche de type "Permanent Scatterers" (décrite au Chapitre I, section C.2.). En utilisant ces informations, les interférogrammes cosismiques pourraient être, en partie, corrigés des perturbations. D'autre part, la position des "Permanent Scatterers" (PS) étant connue avec une précision de l'ordre de 50 cm en altitude, la comparaison des deux jeux de données pourrait fournir des informations nouvelles sur les déplacements verticaux des PS situés sur le bloc chevauchant.

Les principaux inconvénients de cette méthode sont le nombre d'images nécessaires, mais aussi le délai très long, après le séisme, avant de pouvoir constituer le deuxième jeu de données.

2. Modélisation du séisme de Chi-Chi et géométrie de la faille

Nous avons évoqué, en introduction de ce chapitre, l'importance du séisme de Chi-Chi dans le contexte géologique taiwanais. L'interprétation du séisme, en tant qu'événement caractéristique majeur de la construction orogénique en cours, soulève plusieurs questions fondamentales concernant la structure en profondeur de la faille et le mécanisme ayant provoqué sa rupture.

Loevenbruck *et al.* [2001] ainsi que Dominguez *et al.* [2003] proposent d'expliquer les déplacements intersismiques et le séisme de Chi-Chi dans le cadre d'un cycle sismique inspiré des travaux d'Avouac *et al.* dans l'Himalaya [Avouac *et al.* 2001]. Dans ce schéma, durant la période intersismique, la convergence est accommodée par un glissement asismique, ou faiblement sismique, sur un niveau de décollement majeur sub-horizontale, localisé à environ 10-12 km de profondeur sous la chaîne. La faible sismicité de ce niveau s'expliquerait en raison des températures atteintes, qui favorisent une déformation plus ductile à cette profondeur. Un tel niveau de décollement a été proposé par Carena *et al.* [2002] à partir de l'analyse de la sismicité de fond à Taiwan. Durant la période intersismique, la portion supérieure de la faille de Chelungpu est bloquée. Ainsi, le glissement sur le décollement est responsable d'une accumulation de contraintes au niveau de la terminaison profonde de la faille de Chelungpu qui vient s'enraciner sur ce décollement. Ces contraintes sont brutalement relâchées lors de séismes majeurs qui provoquent la rupture de la portion bloquée de la faille, comme lors du séisme de Chi-Chi.

Plusieurs observations montrent que ce modèle, s'il explique bien la déformation géodésique n'est pas complètement satisfaisant. Concernant la géométrie de la faille de Chelungpu, la coupe proposée par Suppe [1981] implique que l'hypocentre du séisme de Chi-Chi soit localisé sur un plat à environ 6 km de profondeur (voir Figure 75). Or, ceci est en contradiction avec les observations sismologiques qui localisent l'hypocentre plus profondément entre 8 et 12 km. La coupe équilibrée de Mouthereau *et al.* [Mouthereau *et al.* 2001a] propose une alternative (voir Figure 59), impliquant une tectonique de style "thick-skin" où les structures héritées jouent un rôle important dans la localisation de la déformation. Basée sur les résultats de sismique réflexion, Wang C.-Y. *et al.* [2000; 2002] donne une autre interprétation compatible avec le style tectonique "thin-skin" proposé par Suppe. La présence d'un détachement sub-horizontale à l'échelle lithosphérique traversant la chaîne (en relation avec une subduction continentale de la plaque Eurasie) reste contestée [e.g. Wu *et al.* 1997].

Kao et Chen [2000], à partir de l'analyse des répliques du séisme, montrent l'absence d'activité du décollement basal mais suggèrent la présence de deux zones sismiques plus profondes.

Les données interférométriques ne peuvent directement répondre à ces problématiques dans la mesure où elles n'apportent un contrôle que sur la partie superficielle de la faille et non pas sur sa partie profonde qui justement fait débat. Du point de vue géodésique, pour tester la présence du détachement, il faut aussi considérer la période intersismique. Malheureusement, ce sont surtout les déformations dans la Chaîne Centrale, auxquelles n'a pas accès l'interférométrie radar différentielle, qui sont les plus pertinentes pour tester le modèle. Toutefois, si l'interférométrie ne peut prétendre répondre directement aux questions soulevées, elle peut apporter, à travers une meilleure compréhension du séisme de Chi-Chi, des contraintes nouvelles sur le modèle de cycle sismique proposé.

Une étape supplémentaire, pour améliorer l'analyse que nous avons effectuée, est simplement d'intégrer les données interférométriques à l'inversion du glissement de la faille. Nous pensons que, dans le cas du séisme de Chi-Chi, les données interférométriques peuvent aider à mieux contraindre la géométrie de la partie supérieure de la faille de Chelungpu. Contrairement aux grandes failles décrochantes, où la géométrie de la faille généralement sub-verticale peut être assez bien contrainte [e.g. Pedersen *et al.* 2003], la faille de Chelungpu possède une complexité plus grande, en particulier dans sa partie Nord [Lee *et al.* 2002].

Plusieurs observations suggèrent que, dans le cas du tremblement de terre de Chi-Chi, la géométrie de la faille soit un paramètre déterminant pour la déformation co-sismique, de sorte qu'il serait envisageable d'obtenir des informations sur cette géométrie à partir des données enregistrées. En effet, les données géodésiques montrent une asymétrie entre le bloc chevauché et le bloc chevauchant. Dans le bloc chevauchant, il y a une importante hétérogénéité dans la déformation (augmentation du déplacement co-sismique du sud vers le Nord, le long de la faille) contrastant avec la relative "douceur" de déformation dans le bloc chevauché. Ceci est particulièrement clair dans la partie nord de la faille où survient un changement de la géométrie de la faille, causant une transition entre, au Sud, des mouvements chevauchants et, plus au Nord, des mouvements chevauchants avec une forte composante senestre. D'autre part, au regard de travaux publiés concernant l'inversion de la distribution de glissement sur la faille à partir de données sismiques et/ou géodésiques, des différences significatives sont trouvées entre les différents champs de déplacement modélisés. La géométrie de la faille utilisée dans de telles inversions est fixée a priori. Les géométries utilisées sont assez différentes, allant d'un simple plan à des géométries plus complexes, mais

assez mal contraintes (principalement basées sur la trace de rupture et des coupes géologiques E-W). Sur le secteur du bloc chevauché, la comparaison des déplacements co-sismiques prévus avec les données interférométriques (non utilisées dans l'inversion) montre des résidus significatifs corrélés avec des changements de la direction de la faille en surface.

Pour effectuer une inversion de la géométrie de la faille, nous proposons d'effectuer des investigations préliminaires qui devront établir quels sont les paramètres géométriques cruciaux pour la déformation en surface. Ceci doit aussi permettre d'évaluer la sensibilité des données aux différents types de paramètres géométriques ainsi que leur sensibilité avec la distance à la faille. Afin de réduire le nombre de paramètres géométriques à rechercher, le maximum de contraintes géométriques basées sur des considérations physiques et géologiques doit être pris en compte. Dans un deuxième temps, une analyse conjointe de l'ensemble des données géodésiques, et éventuellement des données sismologiques, du choc principal pourra être faite. En résultat, on peut espérer que la géométrie de la faille, incluant la portion sismogénique de la faille et sa continuation en profondeur où la déformation aismique prévaut, pourrait être mieux contrainte à partir de l'ensemble des données disponibles. Ce type d'information devrait aider à répondre à certains problèmes clés de la sismotectonique de Taiwan. Par exemple, quel est l'effet de la géométrie sur la distribution du glissement cosismique ou sur la chute de contrainte occasionnée par le séisme, ou encore sur la déformation intersismique.

Une telle étude pourrait être utilement complétée par l'analyse des répliques et de la phase postsismique du séisme de Chi-Chi. L'influence des variations régionales de contrainte occasionnées par le séisme sur le comportement des failles avoisinantes [e.g. Wang et Chen 2001; Wang *et al.* 2003] représente un enjeu particulièrement important en terme d'aléa sismique. La sismicité historique donne à ce propos quelques éléments de réflexion. Ainsi deux séismes se sont enchaînés dans la région de Taichung au XIX^{ème} siècle : le premier en 1845 (Ms 6) et le deuxième en 1848 (Ms 7,1) [Chang 2002]. L'analyse spatiale des destructions causées par ces séismes [Lee C.-T. com. pers] indique que le premier séisme a surtout touché la région autour de la partie nord de la faille de Chelungpu alors que le deuxième a causé des dégâts plutôt localisés autour de la faille de Changhua. Ceci suggère que le séisme de 1845 ait eu lieu sur la faille de Chelungpu, et que le séisme de 1848 ait eu lieu trois ans après sur la faille de Changhua.

Chapitre IV : Etude de mouvements tectoniques lents à Taiwan

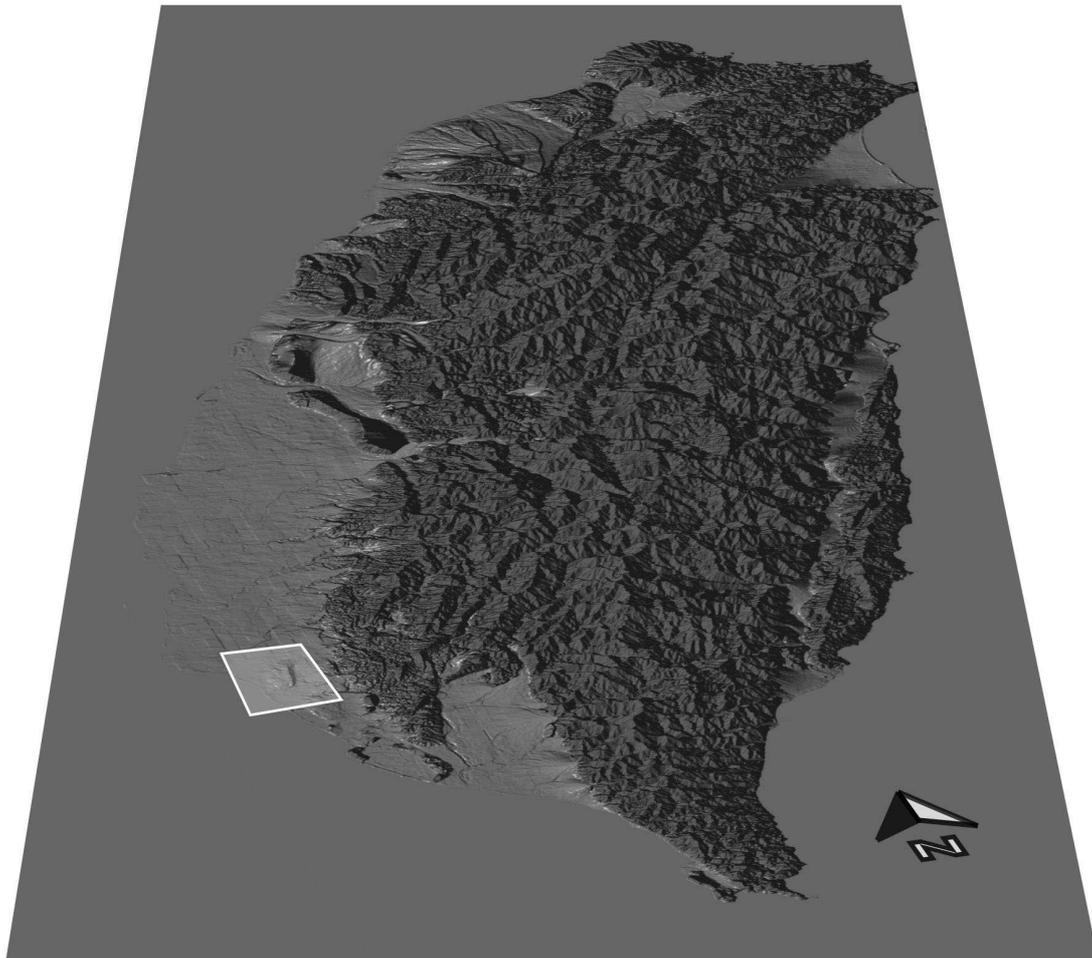


Figure 82 : localisation de la zone d'étude de Tainan

La ville de Tainan est construite sur un petit relief au Sud-Ouest de Taiwan dans la plaine côtière occidentale.

A. La Détection du soulèvement de l'anticlinal de Tainan

La détection du soulèvement de l'anticlinal de Tainan a fait l'objet de plusieurs présentations orales lors de congrès [Fruneau *et al.* 2000; Pathier *et al.* 2000; Deffontaines *et al.* 2001c; Pathier *et al.* 2002a] et d'un article [Fruneau *et al.* 2001] paru dans la revue *Geophysical Research Letters*, article dans lequel ma participation fut majeure. Cet article est reproduit ci-dessous avec quelques adaptations de mise en page et de notation pour conserver la cohérence du présent manuscrit.

Uplift of Tainan Tableland (SW Taiwan) revealed by SAR interferometry

B. Fruneau¹, E. Pathier², D. Raymond², B. Deffontaines², C. T. Lee³, H. T. Wang⁴, J. Angelier², J. P. Rudant¹, and C. P. Chang²

1 Institut Francilien des Géosciences, Université de Marne-la-Vallée, France

2 Laboratoire de Tectonique, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

3 Institute of applied Geology, Central University, Chungli, Taiwan.

4 Remote Sensing Department, Central University, Chungli, Taiwan

Copyright 2001 by the American Geophysical Union.

(Received October 3, 2000; revised March 2, 2001; accepted March 29, 2001.)

Abstract. Interferometric processing of five SAR-ERS images reveals uplift of the Tainan Tableland (SW of Taiwan) during the period 1996-1998. The maximum measured ground motion for these two years is 2.8 cm along the radar line of sight towards the satellite, indicating for the displacement vector a vertical component of 3.2 cm, and a horizontal component of 1.6 cm towards the WSW considering additional information from GPS data. The reconstructed displacement field is consistent with the geological interpretation of the Tainan Tableland as an actively growing anticline connected to the Taiwan fold-and-thrust belt. This implies that the deformation front is located farther west than usually assumed in the Tainan area. The large Tainan city is thus located in an active deformation zone. Seismic hazard assessment is however difficult because the mechanisms and kinematics are not known in detail.

1. Introduction

The Tainan area belongs to the coastal plain of southwestern Taiwan. Until recently, this domain was considered as a relatively stable foreland in the front of the Taiwan fold-and-thrust belt well documented East of the Tainan Tableland [Gong *et al.* 1995]. Some authors have however proposed that the elongated tableland on which the Tainan city was built results from recent folding and uplift [Deffontaines *et al.* 1997; Lacombe *et al.* 1999]. If this is correct, the Tainan Tableland belongs to the active deformation front, rather than to the stable foreland. As Synthetic Aperture Radar interferometry (INSAR) allowed successful reconstruction of earthquake deformation, volcano inflation or deflation and dyke intrusion, landsliding or subsidence [e.g. Massonnet et Feigl 1998; Amelung *et al.* 1999], we used it to determine the present-day ground deformation in the Tainan area.

2. Geological Settings

In the Taiwan collision zone, fast convergence occurs between the Philippine Sea plate to the East and Eurasian plate to the West (8.1 cm/yr, [Yu *et al.* 1997] (Figure 83a). Onshore, most of the Taiwan belt is an accretionary prism resulting from plate collision since about 5 Myr [Ho 1986]. The Tainan city (1.2 million inhabitants, 4th city of Taiwan) is located in the coastal plain of SW Taiwan, between the continental shelf of South China to the West (the Taiwan Strait) and the collision belt to the East. The N070°E trending Tainan Basin extends onshore in the coastal plain where it is filled with pre-Pliocene sediments of the passive margin and overlain with siliciclastic sediments of the Pliocene and Quaternary, linked to the growth and erosion of the Taiwan belt. The recent geological evolution of SW Taiwan was controlled by the position of the advancing orogenic front. East of Tainan, the Meilin thrust was regarded as the deformation front of the SW Taiwan fold-and-thrust belt [Lee *et al.* 1993; Gong *et al.* 1995; Lee *et al.* 1995] (Figure 83b).

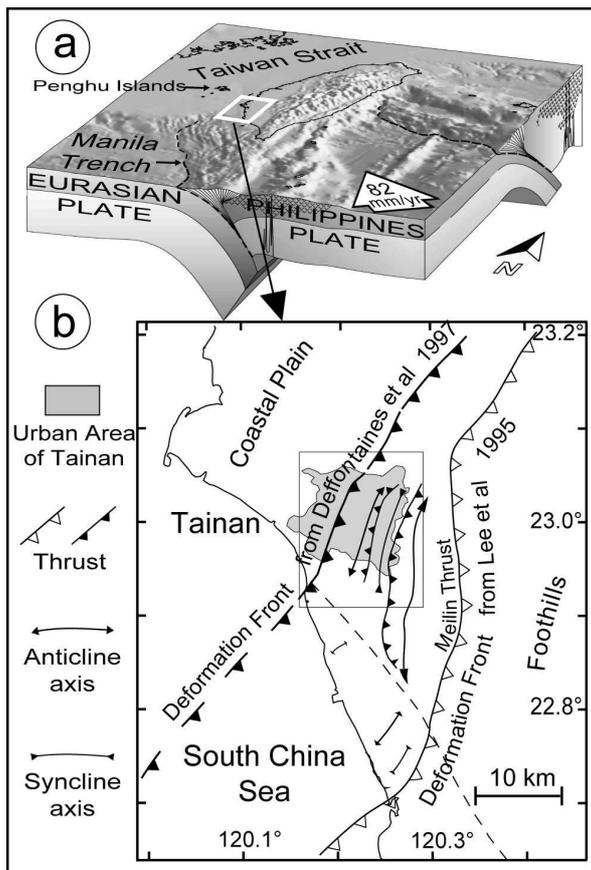


Figure 83 : Southwestern Taiwan geological structural setting.

a) Taiwan geodynamical setting.

b) Southwestern Taiwan geological structural setting. Inferred deformation front position according to Lee et al. [1995] (white triangles) and according to Deffontaines et al. [1997] (black triangles). Box shows the extent of Figure 84.

In the Tainan area, the coastal plain, generally at lowland, exposes Holocene coastal deposits. At the Tainan city sandy sediments cover a structural high: the major part of the city is built on a 30 m high elongated tableland, 12.5 km long and 4 km width with a N020°E trending axis (Figure 84a). The Tainan Tableland shows a westward convex shape and an east-west asymmetry, its western part dipping gently westward, while the eastern one is being steeper. The central area shows a 2 km wide at top. Based on analyses of aerial photographs, Sun S. C. [1964] described the eastern edge of the Tainan Tableland as a N020°E trending fault with the downthrown block to the East corresponding to the Tawan Lowland. Later, Hsieh [1972] interpreted the Tainan Tableland as an anticline above a diapir. Lee *et al.* [1993; 1995] considered this area as an uplifted block bounded by two normal faults, corresponding to an extensional feature of the offshore Tainan basin. In contrast, Deffontaines *et al.* [1997] and Lacombe *et al.* [1999] proposed to consider this tableland as the surface expression of a ramp anticline above a west-verging thrust, like a pop-up system (Figure 85c). According to this interpretation, this anticline represents part of the deformation front of the Taiwan belt, farther west than the Meilin thrust. This is consistent with the offshore location of the deformation front SW Tainan suggested by Liu *et al.* [1997] (Figure 83b).

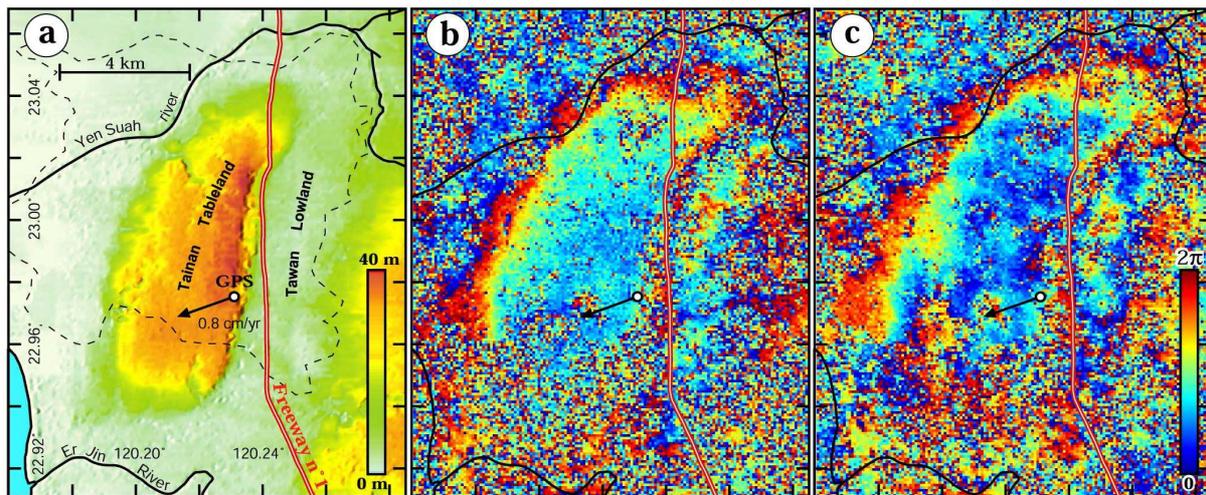


Figure 84 : Topography of the Tainan area and 1996-1998 Interferograms

- a) Topography and shaded relief of the Tainan area.
- b) Interferogram A-E (701 days, $h_a = -1141\text{m}$).
- c) Interferogram B-D (665 days, $h_a = 57\text{m}$).

Both independent interferograms AE and BD having different ambiguity altitude values show one fringe which well agrees with the outline of the tableland. The fringe indicates an uplift of the Tainan Tableland in the 2 years time interval. The noisy aspect of interferogram BD is due to atmospheric artifacts on image D. Hydrography and coastline are in black thick line, the white circle with arrow represents I004 GPS station and its displacement. Dashed line represents the outline of the urban area of Tainan.

3. SAR Interferometry

a) Data acquisition and processing

Because of its large urban surface, Tainan area does not suffer from INSAR coherence loss, usually observed in tropical countries like Taiwan [Fruneau et Sarti 2000b]. We used the 2-pass INSAR approach which combines a pair of images of the same area acquired at different times (by the satellites ERS-1 and ERS-2 operating with a 56 mm wavelength) with topographic information [Massonnet et Feigl 1998]. The interferograms were processed by the DIAPASON© software of the French CNES (National Center for Spatial Studies). The topographic contribution was removed using a 80m x 80m Taiwanese digital elevation model (DEM) with a 5 m average height accuracy retrieved from 1:10000 topographic maps. We selected five images (table 1), suitable for ten interferometric combinations. The time interval of 2 years (1996-1998) is sufficient to detect a deformation signal and short enough to

maintain the phase coherence of the ground surface. The values of the altitude of ambiguity (ha), i.e. the DEM error required to generate one interferometric fringe, range from 57 m to 14094 m.

| Images | | |
|--------|--------|-----------|
| | Orbite | Date |
| (A) | 23767 | 31-jan-96 |
| (B) | 4094 | 01-feb-96 |
| (C) | 5096 | 11-apr-96 |
| ↓ | | |
| (D) | 13613 | 27-nov-97 |
| (E) | 14114 | 01-jan-98 |

| Interferograms | | |
|----------------|--------|------------|
| | ha (m) | time (day) |
| A-B | -89 | 1 |
| A-C | -1241 | 71 |
| A-D | 160 | 666 |
| A-E | -1141 | 701 |
| B-C | 96 | 70 |
| B-D | 57 | 665 |
| B-E | 97 | 700 |
| C-D | 142 | 595 |
| C-E | -14097 | 630 |
| D-E | -140 | 35 |

Tableau 3 : characteristics of Interferograms on Tainan for the 1996-1998 study

Left: SAR ERS Images (ERS-1 for A, ERS-2 for others) with orbit number and date of acquisition (local time is 2:31 AM, track 232, frame 3141).
Right: Interferograms with altitude of ambiguity (ha) and interval of times.

b) Results

The six long-term interferograms (A-D, A-E, B-D, BE, C-D and C-E) reveal the same significant fringe (i.e. one color cycle) pattern, illustrated in Figure 84b and Figure 84c, whereas no significant signal is detected in the four short-term interferograms (A-B, A-C, B-C and D-E). The pattern of the fringe is especially highlighted by the red band which roughly follows the outline of the Tainan Tableland, except in the South West where the phase coherence is lost (Figure 84). Note that the noisy aspect of interferogram B-D is caused by atmospheric artifacts on the image D, which affect every interferogram using this image. As shown by narrower color bands, the gradient of phase difference is steeper at the periphery than on the Tainan Tableland.

A fringe corresponds to a phase variation of 2π radians that depicts displacements at sub-wavelength accuracy in the radar line of sight, unmodelled topography and possible artifacts of atmospheric origin. Topographic effect can be regarded negligible because interferograms having very different ha values show the same fringe pattern (Figure 84). Possible atmospheric effects deserve attention; they may appear when the atmospheric conditions during the two image acquisitions differ enough to modify the propagation delay of electromagnetic waves [Zebker *et al.* 1997]. Similarity between fringe pattern and relief, related to atmospheric effects, may appear where topography contrasts are strong, such as for

the Etna volcano [Beauducel *et al.* 2000]. The very low topography of the Tainan Tableland cannot produce such an atmospheric effect. Using the pair-wise logic developed by Massonnet and Feigl [1998], we compared independent long-term interferograms having no common images and obtained the same fringe pattern (Figure 84). The probability that a same change in atmospheric state occurs exactly between the two image acquisitions of the independent interferograms is very low; moreover, the fringe appeared only in the long-term interferograms, not in the short-term ones. We conclude that the signal represents ground deformation.

An interferogram provides only relative value of displacement along the radar line of sight. A fringe corresponds to a range change of 2.8 cm along this line between ground and satellite. Assuming a null range change for the phase-coherent zone NW of the Tainan Tableland (dark blue, upper left-hand corner of Figure 84b), we found out that the Tainan Tableland was getting closer to the satellite between 1996 and 1998 passes, with a maximum range change of 2.8 cm reached at the middle of the tableland (dark blue area in the middle of Figure 84b and Figure 84c). It is reasonable to extrapolate this deformation to the southern part of the relief where coherence is lower.

c) Comparison with other sources of information

In order to estimate the vertical displacement of the Tainan Tableland, we consider additional information from GPS data. One station of the Taiwan GPS network (I004, triangle in Figure 84a) is located on the Tainan Tableland, close to our largest range change zone. At this station, the East and North velocity components are -0.76 and -0.27 cm/yr, respectively [Yu *et al.* 1997]. These horizontal components of displacement are given relative to the Penghu Islands in the stable foreland of the Taiwan Strait (Figure 83). Considering both the range change of 2.8 cm revealed by interferometry and the unit vector from ground to satellite (east=0.28, north=-0.03, up=0.96), we computed the vertical component of displacement near the GPS station, that is 3.2 cm of two years uplift from 1996 to 1998. This implies the reasonable assumption that insignificant motion occurs between the coastal plain NW of Tainan and the Penghu Islands (the general pattern of GPS displacements indicates velocities that rapidly decrease from SE to NW).

In comparison, preliminary assessment of the vertical motion of the I004 station gives a 1.26 cm/yr uplift (S. B. Yu, personal communication, 2000). Chen and Liu [2000] show that their data, based on radiocarbon ages and relative sea-level curves, are consistent with an 0.5

cm/yr uplift of the Tainan Tableland since 10,000 years. Furthermore, they show a 0.1 cm/yr subsidence in the Tawan Lowland, a small depression east of the Tainan Tableland (Figure 84). This phenomenon is present on all our long-term interferograms (less than one fringe with a 3 km elongated concentric pattern located on the Tawan Lowland, see Figure 84). We also collected field data in and around Tainan city, paying particular attention to cracks in buildings. Because most buildings were built later than 1950 and the deformation is spreaded out throughout Tainan city, we found few evidences for present-day deformation (west of Tainan city, North of the Tai-Pin bridge on the Yen-Suah River): a concrete floor in front of a warehouse affected by tension fractures and a narrow concrete bridge which is broken are consistent with present-day tectonic compression generating uplift. All these independent results concur to indicate present-day uplift of the Tainan Tableland.

4. Discussion

A crucial problem deals with mechanism and kinematics of deformation revealed by our INSAR analysis. Chen and Liu [2000], from Hsieh's hypothesis [1972], advocate for a diapir origin of the Tainan Tableland. Diapiric phenomena certainly occur offshore [Liu *et al.* 1997] and onshore in southwestern Taiwan where thick late Cenozoic mudstone formations are present. However, these phenomena do not occur alone and they are closely related to compressive tectonics. The existence of present-day compression is evidenced by GPS-measured shortening between the Tainan station and the Penghu Island of the Taiwan Strait [Yu et Chen 1998]. The N020°E trending axis of the tableland, parallel to the major structures of the collision belt, also suggests a structural control. We conclude that although diapirism cannot be excluded in the Tainan Tableland, compressive tectonics and horizontal shortening certainly control its development. Therefore, our results suggest that the Tainan Tableland belongs to the active fold-and-thrust belt, as proposed by Deffontaines *et al.* [1997] and Liu *et al.* [1997].

The uplift of the Tainan Tableland revealed by our INSAR analysis cannot be of co-seismic origin because no earthquake with a local magnitude larger than 4 has occurred from 1996 to 1998 in the Tainan area (according to data of the Central Weather Bureau of Taiwan). Note that because of the concentric pattern of interferometric fringes, the deformation must be local in origin, and cannot be attributed to distant earthquakes. Coming to the interpretation in terms of interseismic deformation, the uplift could be explained by accumulation of elastic

strain. According to the well-documented structural style of the SW Taiwan Foothills [Suppe 1981], a reasonable assumption is that the Tainan Tableland involves a décollement-related ramps style. Accordingly, we discuss below the three major styles of deformation front, which could account for the Holocene uplift of the Tainan Tableland (Figure 85). The simplest model is a single thrust dipping to the East, the second one a fish-tail, and the third one a pop-up structure. The distribution of the INSAR deformation field shows that surface deformation remains continuous and must be local in origin. This suggests either the upper parts of the faults are locked or strain accumulation is located at the tip of creeping blind faults. The inferred single blind thrust (Figure 85a) is not consistent with the asymmetry of the Tainan Tableland (with steeper slope to the East). The latter suggests rather a west dipping back-thrust upper part of a fish-tail structure in agreement with the regional fold-and-thrust structure (Figure 85b). But, the stronger fringe gradient at the periphery of the tableland relative to the central area is better explained by a pop-up structure (Figure 85c). In this case, the asymmetry is attributed to the different dip angles of the thrust and back-thrust.

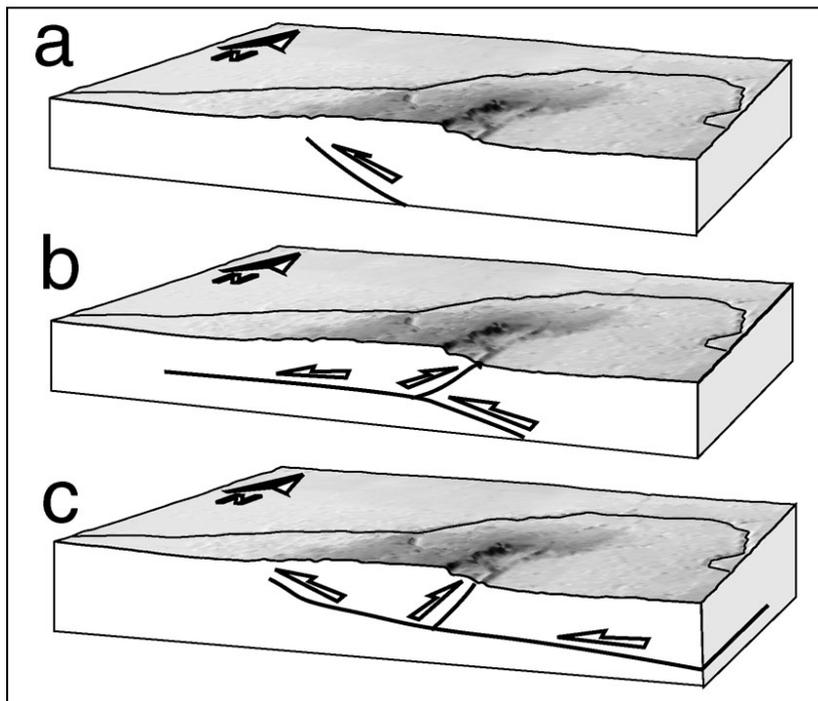


Figure 85 : Three schematic structural models of the Tainan Tableland

- a) Blind thrust model
- b) Fish-tail model
- c) Pop-up model

Considering our assumption that the uplift is only due to elastic strain accumulation, it is however noteworthy how well the fringe pattern agree with the outline of the tableland. This suggests that the deformation could partly be a non-recoverable inelastic deformation absorbed by folding. Thus, the permanent cumulated uplift of the tableland would fit the

pattern of the interseismic deformation field. That is why we suggest that part of the present-day deformation of the Tainan Tableland is inelastic and irreversibly absorbed by an actively growing anticline. From the seismic hazard point of view (a major concern in Taiwan), stress and strain build up during the interseismic period of seismic cycle, and the elastic part of this deformation is released by earthquake. The size of earthquake is depending on the amount of elastic strain stored. To this respect, any definite conclusion from this work in terms of seismic hazard would be premature. This is an important issue because 1.2 million inhabitants live in Tainan city. To better investigate this essential aspect, further works, including more INSAR analyses, should certainly be carried out in the near future.

***Acknowledgments.** Special thanks to H. Chakroune, S. B. Yu, F. C. Li, Hsu H. H., and J. F. Brouillet for their help. This work was supported by the Taiwan-France cooperation program of the French Institute in Taipei (IFT), by the National Science Council of Taiwan (NSC), by the PNRN (French National Program on Natural Hazards), by the CNES and by the European Spatial Agency. We thank Falk Amelung and an anonymous referee for their constructive comments.*

B. L'étude de la déformation de l'anticlinal de Tainan de 1993 à 2001

Cette étude, utilisant un nombre d'images plus important que la précédente, la complète en donnant une estimation plus précise du champ de déformation de l'anticlinal. La comparaison des deux études illustre les possibilités offertes par la disponibilité d'un plus grand nombre d'images notamment pour évaluer l'incertitude sur la mesure. Cette étude a fait l'objet d'une présentation orale lors d'un congrès [Pathier *et al.* 2003a].

1. Les données SAR disponibles

L'étude précédente utilisait cinq images couvrant la déformation de 1996 à 1998. Afin de valider les résultats de cette première étude, nous avons commandé des images supplémentaires nous permettant de couvrir la période 1993-2000. Ainsi, pour la présente étude nous avons utilisé 13 images SAR, ERS1/ERS2, toutes en orbites descendantes. La Figure 86 récapitule les caractéristiques de ce jeu de données.

Nous avons essayé, dans la mesure du possible, d'avoir une couverture temporelle relativement homogène. Cependant, la couverture temporelle des données sélectionnées présente une lacune importante entre 1993 et 1996. Ceci s'explique principalement par le fait qu'entre décembre 1993 et mars 1995 le satellite ERS-1 était configuré dans des modes d'acquisition non compatibles pour l'interférométrie différentielle avec ceux des autres périodes. Nous avons choisi les images afin que, sur l'ensemble des 78 couples possibles, les plus grandes bases n'excèdent pas 300 m (voir Figure 86), ce qui est une valeur raisonnable pour limiter les effets de décorrélation géométrique. Certaines images présentaient un nombre important de lignes manquantes, mais globalement la région de Tainan est épargnée par ces lacunes. Pour la seule année 1996, quatre images sont disponibles dont un couple tandem (couple à un jour). Cette configuration a été choisie afin de mieux étudier les effets liés aux perturbations atmosphériques.

A partir de ces données, les 78 interférogrammes possibles ont été réalisés. La qualité des interférogrammes est globalement bonne, en raison de la bonne cohérence permise par l'urbanisation de la zone d'étude. Cependant, sur les interférogrammes à plusieurs années d'intervalle, la décorrélation temporelle introduit un bruit important. Pour l'interférogramme le plus long (janvier 1993 à octobre 2000, soit plus de sept ans), seul le cœur de la ville de Tainan reste exploitable (voir Figure 25).

| Satellite | Orbite | Date |
|-----------|--------|------------------|
| E1 | 7892 | 18 janvier 1993 |
| E1 | 23767 | 31 janvier 1996 |
| E2 | 4094 | 01 février 1996 |
| E1 | 24769 | 10 avril 1996 |
| E2 | 5597 | 16 mai 1996 |
| E2 | 10106 | 27 mars 1997 |
| E2 | 12110 | 14 août 1997 |
| E2 | 13613 | 27 novembre 1997 |
| E2 | 17120 | 30 juillet 1998 |
| E2 | 18623 | 12 novembre 1998 |
| E2 | 19625 | 21 janvier 1999 |
| E2 | 24635 | 06 janvier 2000 |
| E2 | 28643 | 12 octobre 2000 |

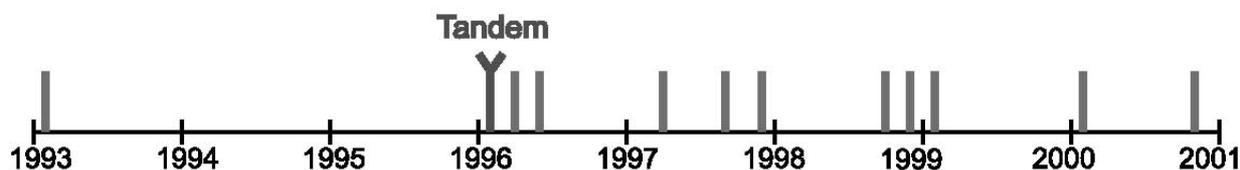
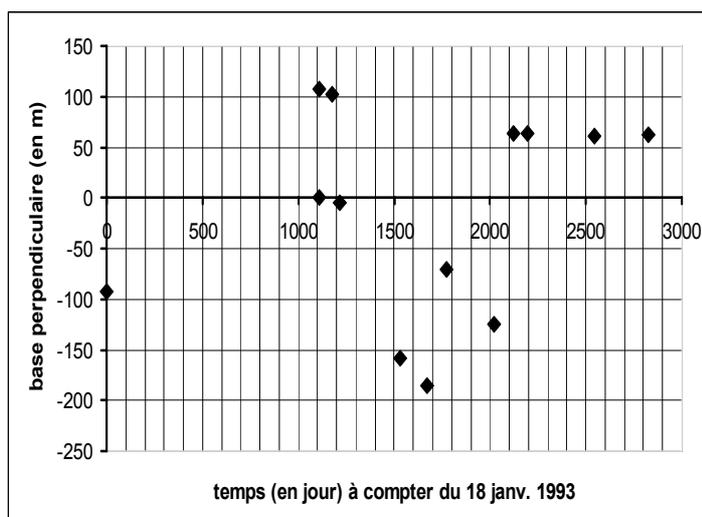


Figure 86 : description des données SAR utilisées pour l'étude de Tainan pour la période 1993-2000

En haut à gauche : tableau récapitulatif du satellite, le numéro d'orbite et la date d'acquisition des 13 images sélectionnées.

En haut à droite : graphique donnant la base d'un couple relativement à l'image E1-23767 et l'intervalle de temps relativement à l'image E1-7892

En bas : schéma illustrant la distribution temporelle des données en 1996, les images acquises à un jour d'intervalle (tandem) sont indiquées par la fourche en gris foncé.

Une première analyse visuelle des interférogrammes a permis de confirmer les résultats établis par l'étude précédente, à savoir un soulèvement progressif de l'anticlinal supérieur à 1 cm/an. Cette analyse a aussi permis d'identifier les images comportant des perturbations atmosphériques fortes. Les images 12110 et 17120 ont pu, par comparaison des interférogrammes, être identifiées comme étant très affectées par des perturbations

atmosphériques. La Figure 87 illustre quatre interférogrammes caractéristiques du lot. Les deux premiers (A et B) montrent clairement le signal tectonique confirmant les observations précédentes. L'aspect particulier du dessin des franges au Nord, montrant une virgation vers l'Est, apparaît comme un trait caractéristique de la déformation. Les interférogrammes C et D montrent les perturbations atmosphériques introduites par les images 12110 et 17120.

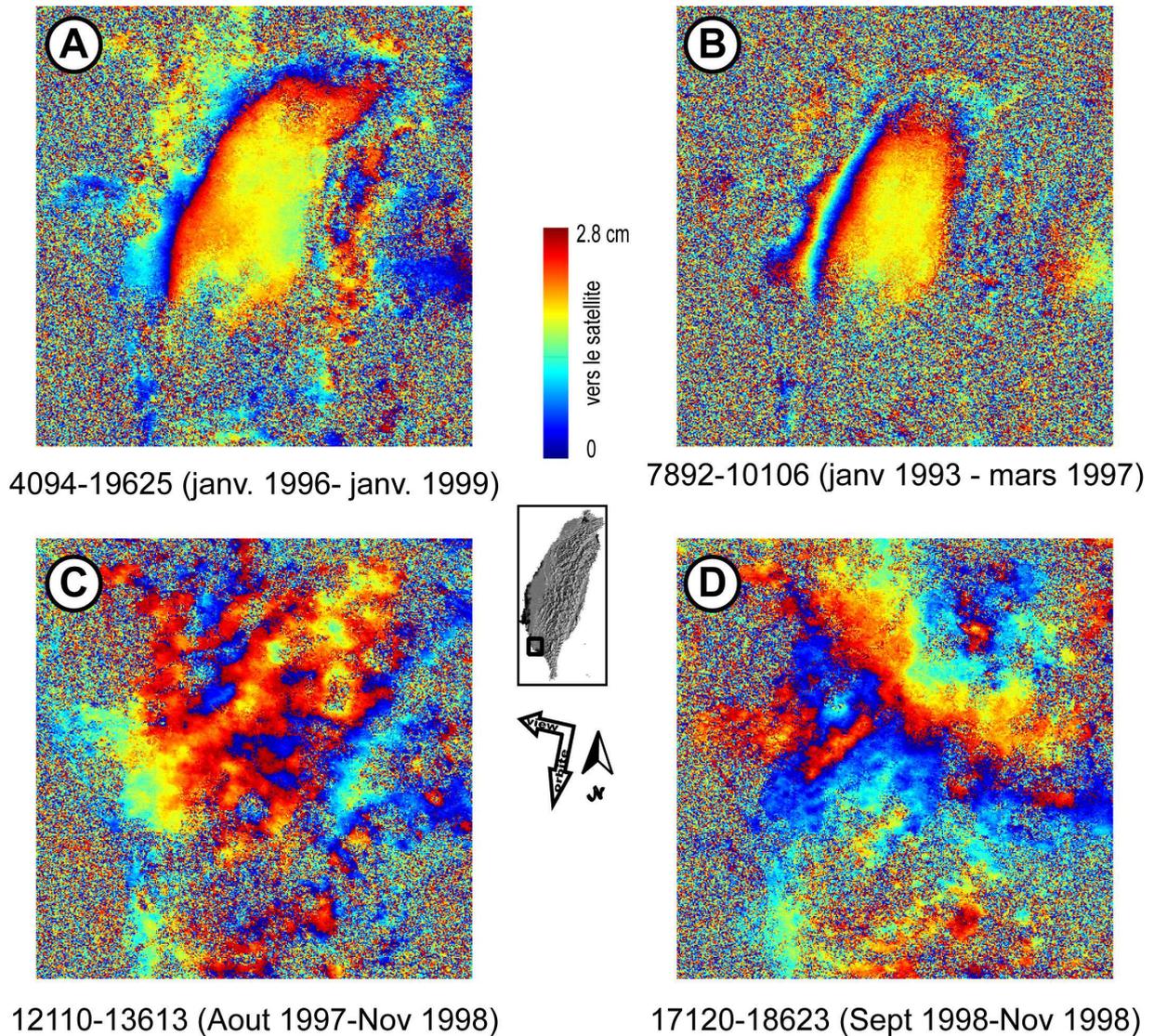


Figure 87 : exemples d'interférogrammes sur Tainan

A et B : interférogrammes illustrant le soulèvement de l'anticlinal. L'interférogramme **A** met en évidence la virgation vers l'Est des franges au nord de Tainan.

C et D : interférogrammes illustrant les importantes perturbations atmosphériques affectant les images 12110 et 17120.

2. La quantification des déplacements

Afin d'aller plus loin que l'étude précédente dans la quantification des déplacements, nous avons entrepris de réaliser une compensation de l'ensemble des interférogrammes. Cette méthode a été décrite dans le chapitre I (section C.2 p. 80). Cette approche permet de réduire les effets de la décorrélation temporelle, en combinant l'information d'interférogrammes à plus court intervalle de temps pour reconstituer la déformation à plus long terme. En fournissant les interférogrammes compensés par rapport à une date de référence, elle donne aussi une vision beaucoup plus claire de la déformation que l'analyse fastidieuse des 78 interférogrammes. Nous avons effectué cette compensation sur deux jeux de données. Le premier de 1996 à 2000 et le deuxième de 1993 à 2000.

La raison d'être de l'étude de 1996 à 2000 est la suivante. A cause du manque de données entre 1993 et 1996, les interférogrammes compensés pour cette période ont un nombre de points de mesure nettement moins important qui dépend essentiellement de la qualité des interférogrammes réalisés avec l'image de 1993. L'étude de 1996 à 2000 permet d'avoir une bonne extension spatiale du phénomène. Nous montrerons que les résultats des deux études sont cohérents et que l'analyse effectuée pour la période 1996-2000 peut être étendue à la période 1993-2000. Dans les deux études, les images 12110, 13613 et 23637 n'ont pas été prises en compte. Les deux premières ont été écartées car elles montraient des perturbations atmosphériques importantes. Les images 23637 et 4094 ayant été acquises à un jour d'intervalle, du point de vue des déplacements du sol, elles peuvent être considérées comme similaires. Les interférogrammes formés à partir de l'image 4094 ayant, dans la plupart des cas, sur Tainan, une meilleure cohérence que ceux formés avec l'image 23673, nous n'avons pas pris en compte ces derniers.

Avant d'effectuer la compensation, nous avons déroulé l'ensemble des interférogrammes (avec plus ou moins de succès en fonction de la décorrélation). Puis, nous avons ajusté l'ensemble des interférogrammes par rapport à un même point de référence (point A sur la Figure 88). Ce point de référence, bien que non-optimal pour l'analyse des déplacements, a été choisi car il correspondait à une zone où tous les interférogrammes ont été déroulés.

a) Etude de la période 1996-2000

Les résultats de la compensation sont illustrés dans la Figure 88 par une série d'interférogrammes compensés, tous exprimés par rapport à l'image 4094. Ainsi, le premier

interférogramme correspond au couple 4094-4094, le deuxième au couple 4094-5597, etc. Le premier interférogramme qui correspond à la référence est naturellement à zéro.

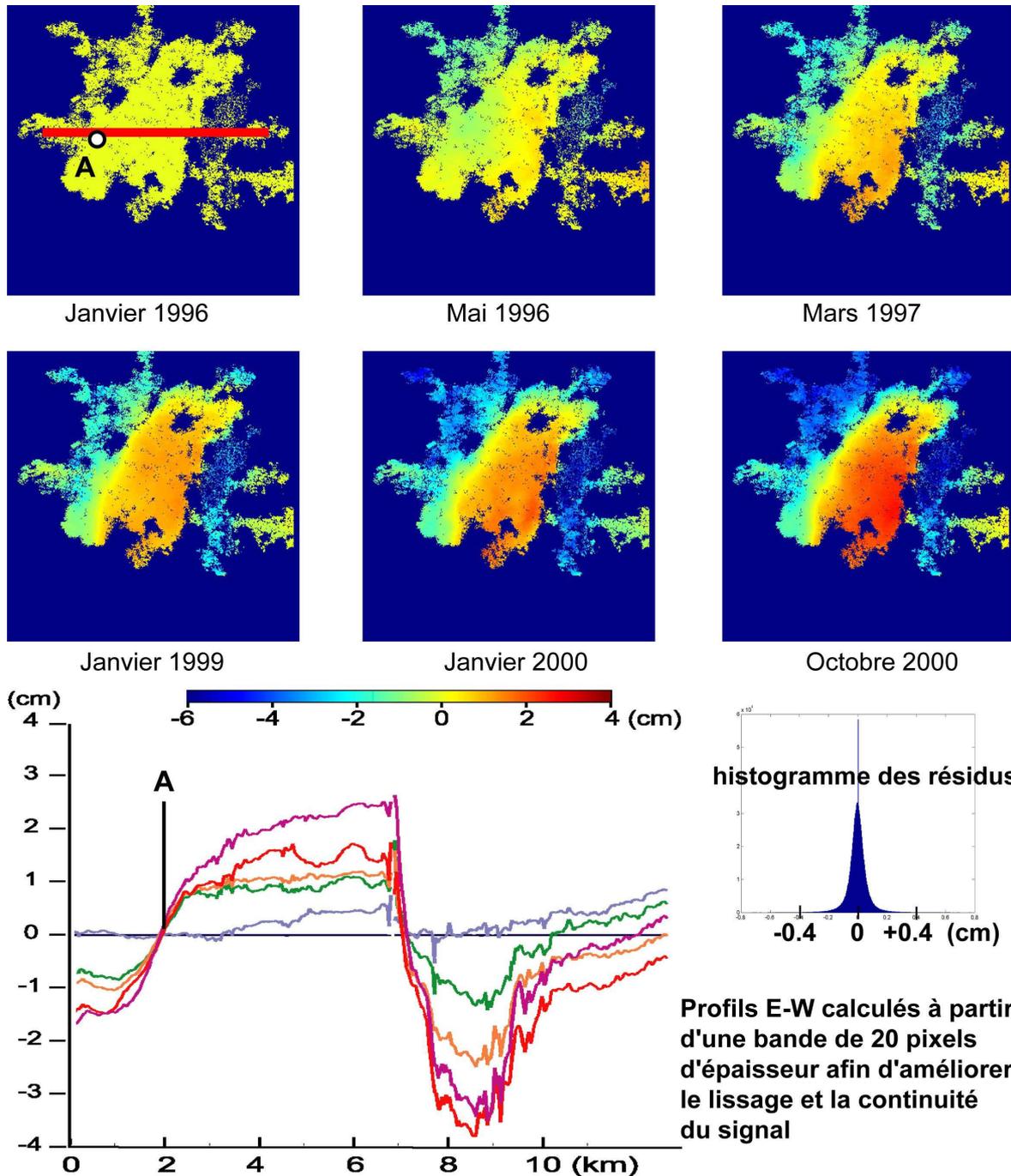


Figure 88 : Déplacements vers le radar pour la période 1996-2000

En haut : Six interférogrammes compensés (parmi les neuf disponibles) montrent l'évolution des déplacements vers le radar sur la période 1996 à 2000 par rapport à janvier 1996.

En bas : profils EW localisés par le trait rouge sur l'interférogramme de référence de janvier 1996. L'ordre des couleurs suivant : noir, bleu, vert, orange, rouge et violet, suit l'ordre chronologique.

En bas à droite : histogrammes des résidus de la compensation pour l'ensemble des interférogrammes compensés.

La série montre bien la croissance progressive de l'anticlinal de Tainan. La zone en subsidence à l'est est aussi clairement mise en évidence, ainsi qu'une deuxième zone en soulèvement sur la bordure Est des interférogrammes.

Les profils E-W des déplacements vers le radar, par rapport à janvier 1996, exprimés relativement au point A (voir Figure 88), montrent des traits caractéristiques de cette déformation. Il y a une dissymétrie Est-Ouest avec un gradient de déformation plus important sur le flanc Est que sur le flanc Ouest. Les déplacements présentent un plateau sur le sommet de l'anticlinal. Ceci renforce l'observation faite précédemment d'une bonne correspondance entre le relief et la déformation.

Cependant, quelques différences intéressantes peuvent être notées. Ainsi, à l'Est, le fort gradient de déplacement est décalé vers l'Est par rapport à l'escarpement topographique (voir Figure 89). Ceci peut s'expliquer par le recul dû à l'érosion de l'escarpement topographique.

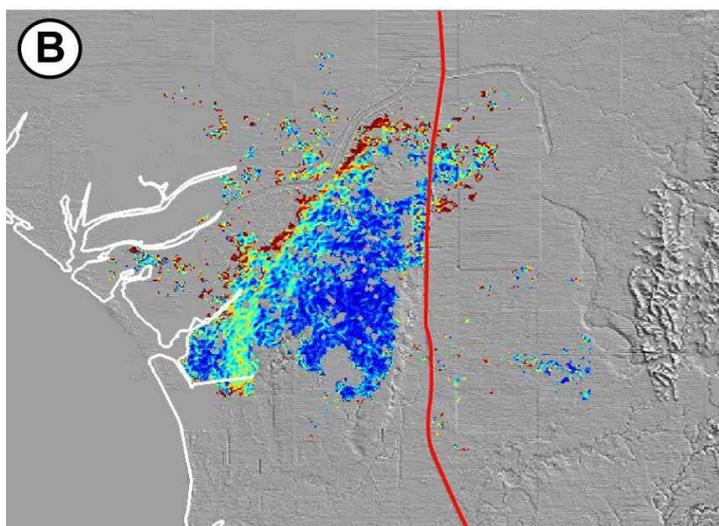
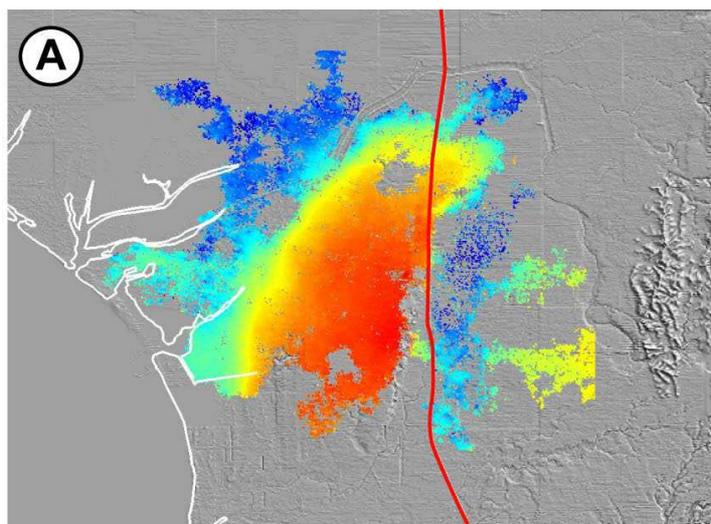


Figure 89 : localisation des forts gradients de la déformation

A – Interférogramme compensé Janv. 1996 – Oct. 2000 (voir figure précédente), superposé au MNT. En blanc : trait de côte. En rouge : autoroute.. Noter qu'à l'Est, dans la partie centrale de l'anticlinal, le fort gradient de déplacement se situe plus à l'Est que l'escarpement topographique (voir aussi Figure 84).

B – Carte des gradients de déplacement, soulignant la terminaison nord de l'anticlinal et son flanc Ouest. Remarque : sur le flanc Est, en raison de la dispersion des points, une mesure du gradient n'est pas possible sans interpolation.

b) Etude de la période 1993-2000

Dans l'étude de la période de 1993 à 2000, l'image de référence est celle de janvier 1993. Les résultats sont montrés dans la Figure 90. L'extension spatiale de la mesure est moins importante que pour la période 1996-2000. Cependant, l'introduction de l'image de 1993, permet de confirmer la régularité du phénomène observé.

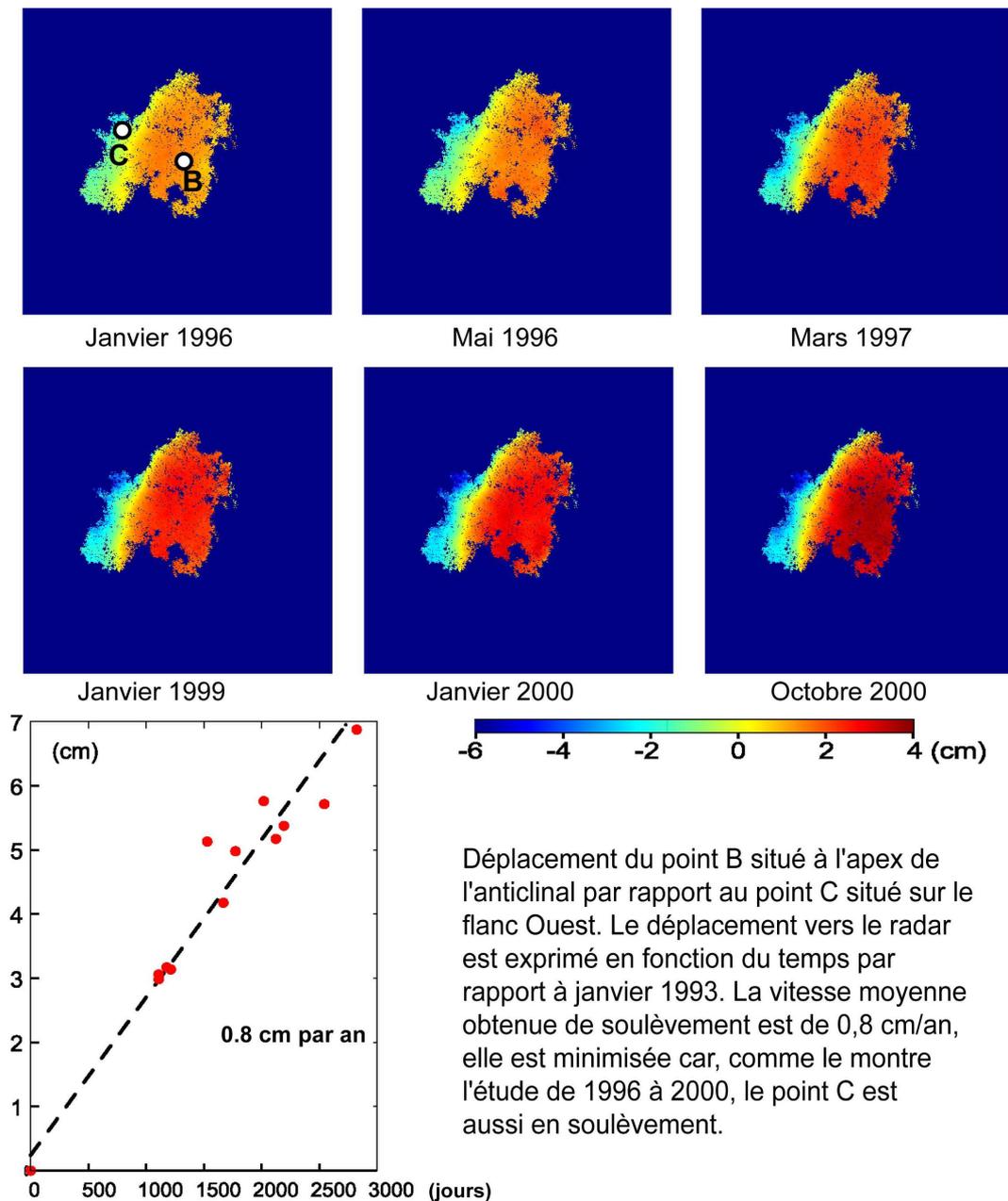
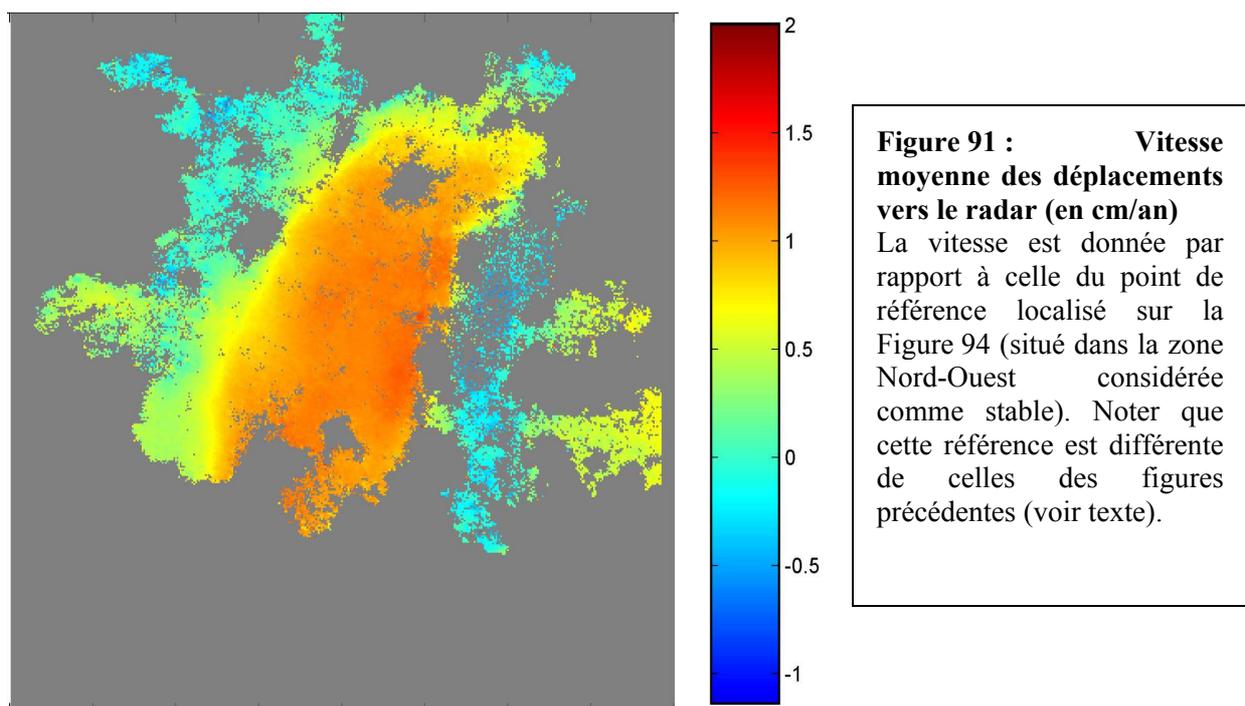


Figure 90 : déplacements vers le radar pour la période 1993-2000

En haut : interférogrammes compensés pour 6 dates. Le point de référence est le même que pour la Figure 88. Les dates des interférogrammes compensés représentés sont les mêmes que sur la Figure 88, mais cette fois par rapport à l'image 7892 de janvier 1993. **En bas :** voir le texte associé.

Si l'on considère, dans cette série, l'évolution d'un point situé au sommet de l'anticlinal par rapport à un point situé en bordure, on observe une augmentation des déplacements qui semble, en première approximation, linéaire avec le temps. Les écarts par rapport à cette tendance peuvent s'expliquer par la présence de perturbations atmosphériques. Cependant, la vitesse moyenne du soulèvement maximum qui en résulte est sous-estimée. Nous trouvons une vitesse d'environ 0,8 cm/an de déplacement vers le radar. Mais le point de référence est lui-même affecté par un déplacement, comme le montre l'étude de 1996 à 1998 qui permet d'obtenir une meilleure couverture spatiale du phénomène.

Puisque la période 1993-2000 confirme la régularité du phénomène, il nous semble alors raisonnable d'estimer une vitesse de déplacement moyenne à partir des données de 1996-2000. Afin d'utiliser un point de référence plus approprié que le point A de la Figure 88, nous avons choisi de prendre un point situé dans la plaine au Nord-Ouest de Tainan qui semble relativement stable (voir sa localisation sur la Figure 94). Le résultat du calcul de la vitesse moyenne est donné dans la Figure 91. Les déplacements les plus forts vers le radar ont lieu sur le plateau du relief et atteignent 1,3 cm/ an. Des déplacements vers le radar allant jusqu'à 0,7 cm/an sont également à noter au Sud Est de l'anticlinal et aussi à l'Ouest où ils atteignent 0,5 cm/an. Dans la gouttière synclinale de Tawan (voir Figure 84) les déplacements atteignent -0,7 cm/an, indiquant une subsidence relativement importante.



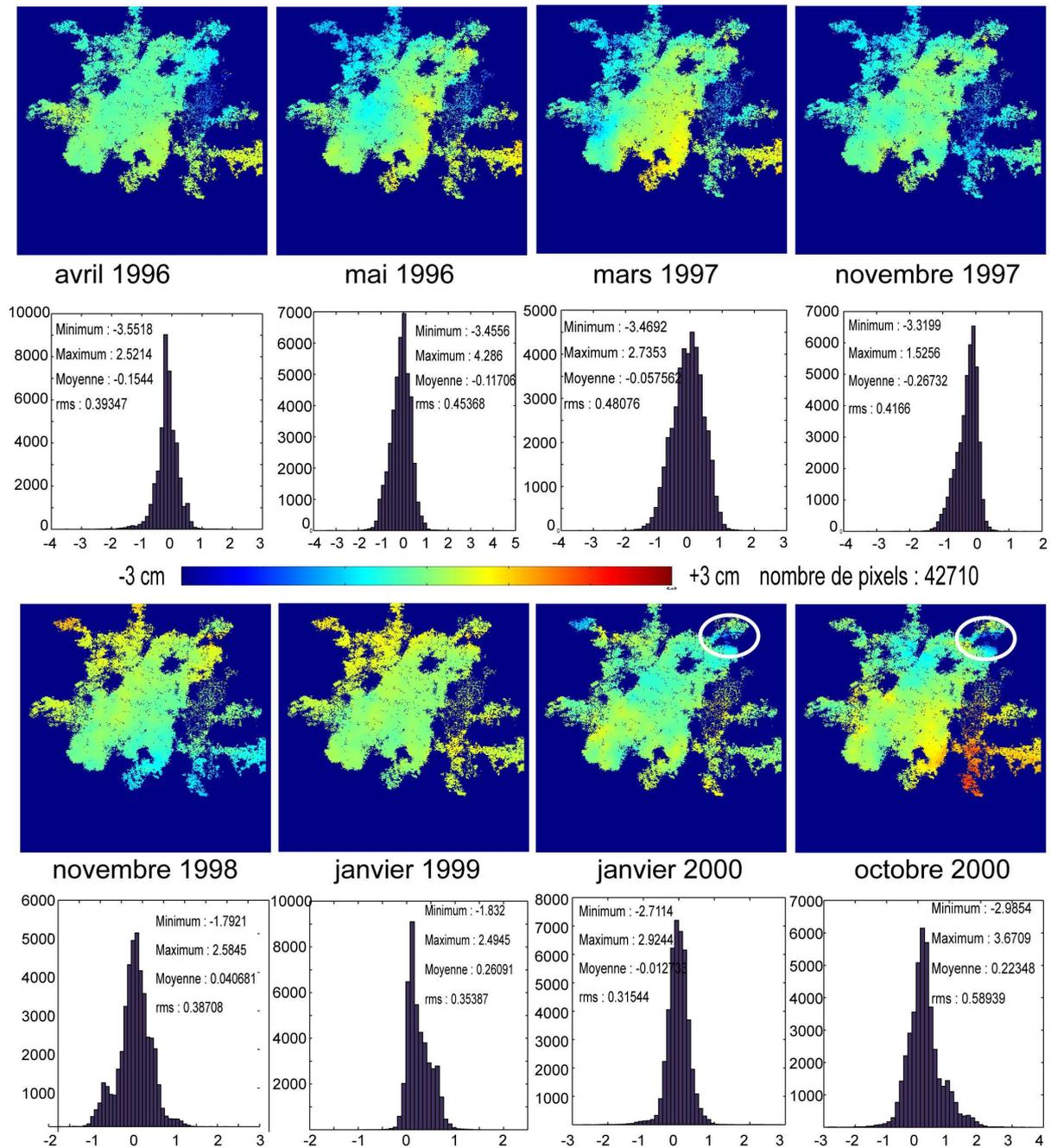


Figure 92 : Résidus par rapport au modèle de vitesse moyenne

Carte, histogrammes et statistiques des résidus (en cm)

Les ellipses ovales blanches correspondent à une forte subsidence au Nord-Est de l'anticlinal présente depuis janvier 2000. Ce phénomène est mal ajusté par un modèle de vitesse moyenne.

Afin de contrôler la validité du modèle de vitesse moyenne, nous avons calculé les résidus entre les interférogrammes compensés et le modèle de vitesse Figure 92. Les résidus trouvés sont relativement faibles. L'erreur quadratique moyenne (rms) reste toujours inférieure à 0,6 cm. Ce bon résultat confirme donc la validité d'un modèle de vitesse constante

sur la période 1993 à 2000. Les résidus indiquent aussi que, dans les interférogrammes compensés, les perturbations atmosphériques restent raisonnables. Ceci n'est pas très surprenant car nous avons éliminé au préalable du jeu de données les images qui présentaient visuellement des fortes perturbations. Cependant, localement, des écarts importants sont à noter, pouvant atteindre 4 cm. Nous avons identifié une de ces sources d'erreur dans la terminaison Nord-Est de l'anticlinal (voir Figure 92). Il s'agit d'une subsidence clairement visible sur les interférogrammes, qui présente une forme triangulaire (la pointe orientée vers l'ouest).

Cette subsidence de plusieurs centimètres n'est apparue qu'à partir de janvier 2000. Elle est certainement causée par un pompage de la nappe à cet endroit. En effet, il semble que la zone soit l'objet d'important travaux de construction [Hu Jyr-Ching, com. pers.]. Ainsi, le modèle d'une vitesse de déplacement constant est mis en défaut, d'où des résidus importants dans cette zone, qui se répercutent également dans les autres interférogrammes. Cependant, on peut conclure que le modèle de vitesse moyenne reproduit de manière convenable les observations. Les résidus peuvent s'expliquer en grande partie par la présence de perturbations atmosphériques que le modèle de vitesse permet en partie d'éliminer. Pour conclure, cette approche nous permet d'obtenir une vision nouvelle, très précise et avec une excellente couverture spatiale de la déformation de l'anticlinal de Tainan.

3. Comparaison avec les autres données disponibles :

- Données de nivellement et GPS.

La détection du soulèvement de l'anticlinal de Tainan a suscité des travaux géodésiques sur la zone. Rau et al. [in press, 2003] ont ainsi mis en place une ligne de nivellement E-W à travers l'anticlinal de Tainan. Cette ligne de nivellement est complétée par des mesures du réseau GPS taiwanais. La Figure 93 donne les premiers résultats de cette étude.

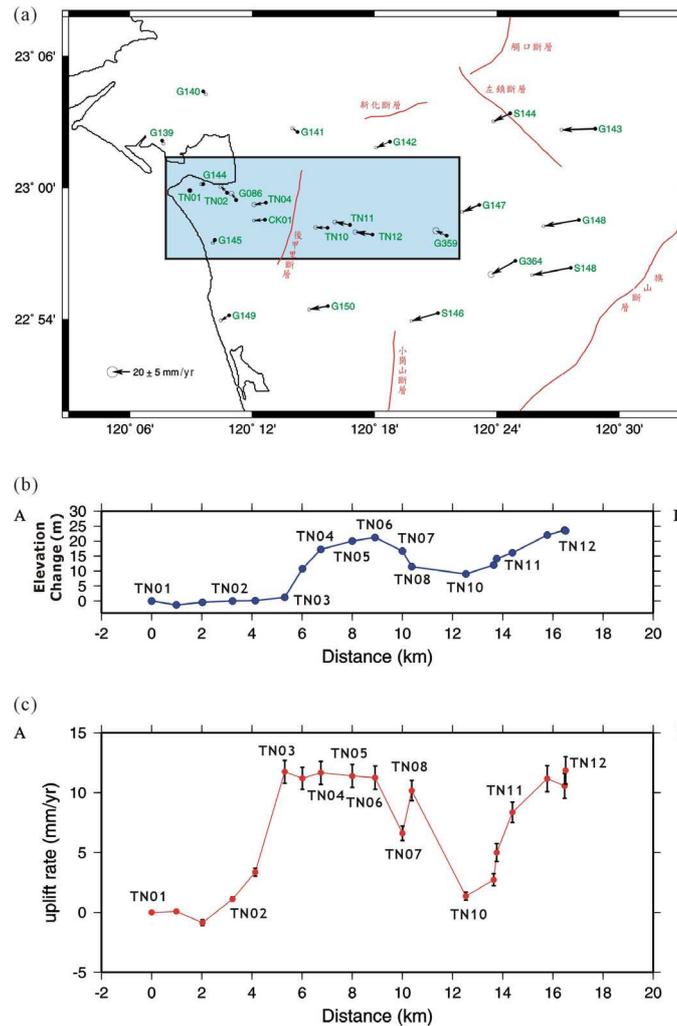


Figure 93 : Données de nivellement et de GPS sur Tainan d'après Rau et al. [in press, 2003]

En haut : carte montrant la région d'étude, la position et le déplacement des stations GPS. Au centre : profil topographique relativement au point TN01 correspondant à une ligne de nivellement E-W recoupant l'anticlinal. En bas : vitesse de soulèvement estimée par le nivellement (en mm/an), par rapport au point TN01.

Le GPS sur l'anticlinal indique un déplacement horizontal vers l'Ouest de presque 1 cm/an qui devient quasiment nul à l'ouest de l'anticlinal. Cela confirme le choix que nous avons fait de considérer comme référence stable un point situé dans la plaine à l'Ouest de l'anticlinal. Le profil de nivellement indique des valeurs de soulèvement de l'ordre de 1,2 cm/an par rapport au point TN01. Ces valeurs sont en accord avec nos résultats, même si nos mesures indiquent un soulèvement de l'ordre de 1,5 cm/an en tenant compte du déplacement horizontal vers l'Ouest des points de l'anticlinal. La différence entre les 1,2 cm du nivellement et les 1,5 cm de déplacement vertical que nous obtenons peut s'expliquer par le choix des références choisies. Pour analyser ces premiers résultats en détail, il faudrait s'assurer d'une

part que le point TN01 n'est pas affecté par un soulèvement et d'autre part que notre point de référence n'a pas lui-même une certaine composante verticale (voir Figure 94). Ceci dit, l'accord global entre les deux jeux de données géodésiques permet une validation de nos résultats.

Nous avons également effectué des missions de terrain dans la zone, dans le but d'identifier des indices de déformation récente. Le terrain (géologie urbaine) n'étant pas propice aux observations géologiques, nous avons essentiellement recherché des indices de déformation dans les constructions humaines telles que les murs ou les digues. Toute la difficulté étant de faire la distinction entre les phénomènes géotechniques, tels que la compaction ou les déformations gravitaires, et les déformations tectoniques. Le sol étant constitué de dépôts très récents (Holocène) et peu consolidés, il est souvent difficile, sur le terrain, de faire la part des choses. Cependant, si les phénomènes géotechniques ont été largement dominants dans nos observations, nous avons trouvé quelques indices de tectonique compressive dans la terminaison nord de l'anticlinal. Toutefois, le caractère tectonique de ces déformations n'a pas pu être établi avec certitude.

- Comparaison avec la topographie

L'un des points les plus frappants qui ressortent de nos résultats est la similitude entre la déformation actuelle et la topographie de l'anticlinal dont la croissance s'est effectuée durant l'Holocène [Chen et Liu 2000]. La Figure 94 illustre cette ressemblance qui, comme nous l'avons déjà signalé, n'est cependant pas parfaite, en particulier sur le flanc Est de l'anticlinal où l'escarpement topographique, qui recule avec l'érosion, ne coïncide pas avec le fort gradient de déplacement localisé plus à l'Est. De même, au Sud-Ouest de l'anticlinal, la déformation s'étend plus à l'Ouest que ne le suggère la topographie. Nous avons envisagé l'érosion de l'escarpement pour rendre compte de ces décalages apparents.

Les profils de vitesse de déplacement montrent une évolution de la déformation du Sud vers le nord. Au Sud, on observe que le flanc Est subit des déformations plus importantes que le flanc Ouest, où le gradient de déplacement est moins fort. En remontant vers le nord, le gradient de déplacement à l'Ouest tend à augmenter. Au Nord, on arrive à une déformation typique avec un plateau sur la partie sommitale de l'anticlinal bordé par deux forts gradients de déplacement. Dans le cadre de notre interprétation de type "pop-up" de l'ensemble de la structure, cela suggère un redressement du chevauchement à vergence Ouest du Sud au Nord de l'anticlinal.

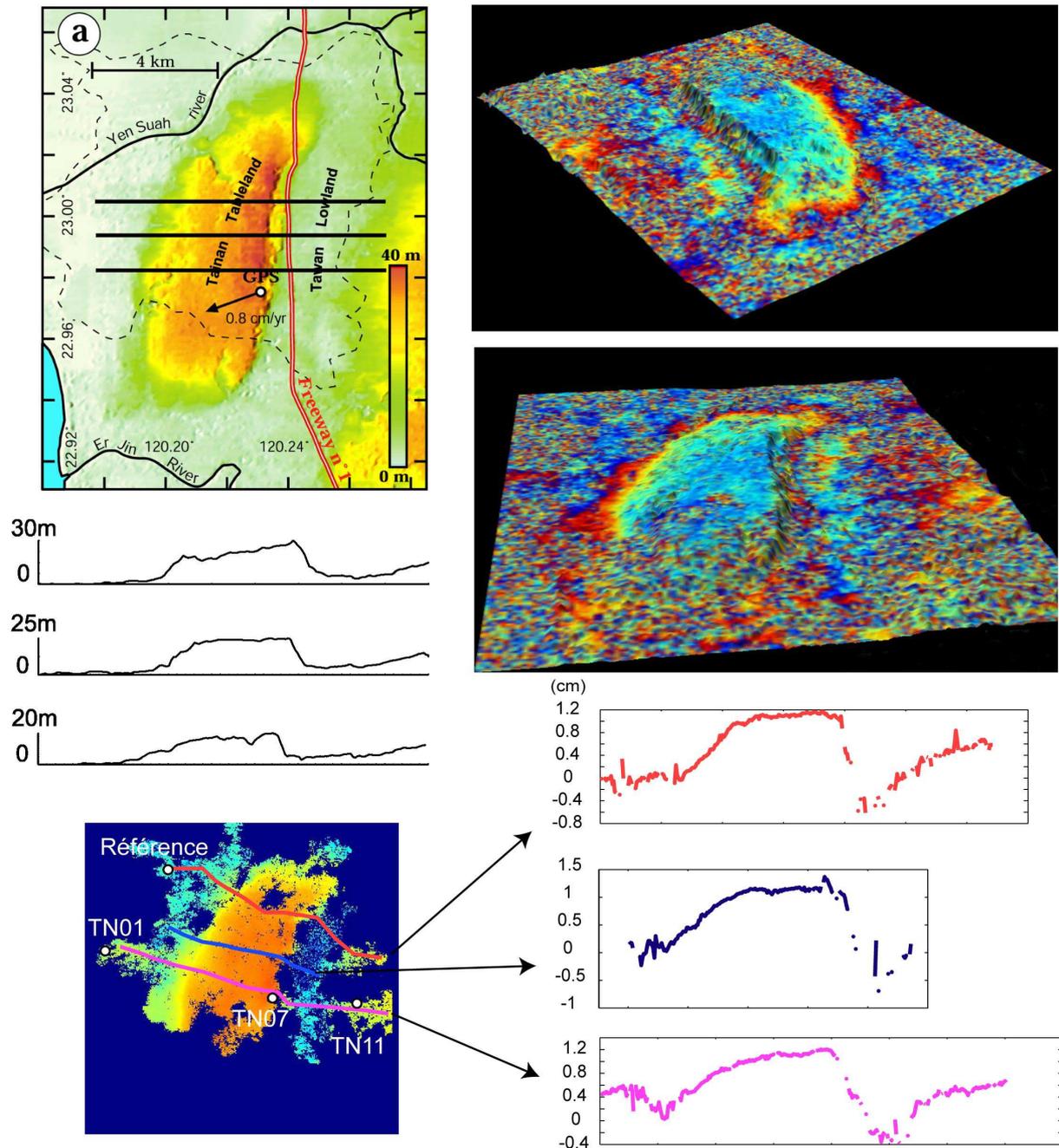


Figure 94 : comparaison des déformations actuelles avec la topographie.

En haut à gauche : MNT de la zone où sont localisés les 3 traits de coupes topographiques situés en dessous.

En haut à droite : vues perspectives (vue du Sud et du Nord) du relief de l'anticlinal de Tainan sur lequel a été superposé un interférogramme.

En bas à gauche : carte des vitesses de déplacement obtenue par interférométrie radar différentielle (le point de référence est au Nord-Ouest de Tainan. Les traits rouge, bleu et rose correspondent aux trois profils de vitesse de déplacement représentés **en bas à droite** (en cm/an). Le profil rose suit à peu près le profil de nivellement de la Figure 93 (les points de nivellement TN01, TN07 et TN11 sont indiqués). Noter que le point TN01, référence du nivellement, connaît un déplacement vers le radar de 3-4 millimètres par rapport à notre référence.

4. Discussion

En partant des résultats obtenus pour la période 1993-2000, nous reprenons la discussion amorcée dans l'étude précédente concernant l'origine et le mécanisme de la déformation de l'anticlinal de Tainan.

L'ensemble des données géodésiques rassemblées permet de donner des contraintes supplémentaires concernant la manière dont s'effectue la déformation. L'étude des gradients de déplacement sur Tainan montre qu'il n'y a pas de discontinuités de déplacement en surface. Ceci indique que si le déplacement intersismique se produit par glissement sur des failles, la portion des failles concernée par ce glissement n'atteint pas la surface. Cependant les forts gradients de déplacements observés en surface sur les flancs de l'anticlinal suggèrent la présence de discontinuité de vitesse à faible profondeur. Donc soit les failles concernées par le glissement n'émergent pas en surface, soit la partie supérieure de ces failles est bloquée et seule la portion en profondeur est l'objet d'un glissement continu.

Ce glissement est principalement asismique aujourd'hui. La seule activité sismique importante enregistrée se situe à 10-15 km de profondeur au Nord-Ouest de Tainan [Rau R.-J., com. pers.]. Cette sismicité excentrée de l'anticlinal ne peut expliquer sa déformation très localisée. La déformation observée implique une source de déplacement située sous l'anticlinal et peu profonde car sinon le champ de déplacement serait beaucoup plus étendu et plus lisse.

Sur le terrain, l'émergence de failles, à l'Ouest de l'anticlinal de Tainan ou à l'Est (faille de Houchiali), n'a pu être clairement démontrée. Plusieurs tranchées ont été réalisées par Lee C.-T. sur le flanc Est afin d'étudier la faille de Houchiali [Lee, C. T. *et al.* 2001, et com. pers.]. Celles-ci, sans mettre directement en évidence la faille de Houchiali, montrent la présence d'une flexure des couches holocènes supérieures peu consolidées, pouvant être basculées jusqu'à 50°. En dehors de cette zone, les pendages que nous avons pu mesurer sur le terrain sont relativement faibles (inférieurs à 5-10°). La flexure est associée à une fracturation importante. Des résultats préliminaires de profils de sismique réflexion effectués par Shih, (sismologue à Université de Chyiai, com. pers., 2002), vont dans le même sens : les observations jusqu'à environ 200 m de profondeur montrent des réflecteurs relativement plats dans la partie Ouest de l'anticlinal ; par contre à l'aplomb du flanc Est de l'anticlinal, les réflecteurs sont perdus, indiquant la présence d'une perturbation.

Les datations effectuées par Lee C.-T. *et al.* indiquent que les principales déformations observées dans les tranchées remontent à deux ou trois mille ans. De plus, l'un des sites a enregistré la survenue d'un tremblement de terre, attribué au séisme de 1862, historiquement répertorié, qui causa des dégâts importants à la ville de Tainan [Lee, C. T. *et al.* 2001].

Dans le cadre tectonique des piedmonts occidentaux de Taiwan, l'anticlinal de Tainan a été interprété comme une structure classique de front de chaîne en plis et chevauchement [Deffontaines *et al.* 1997; Lacombe *et al.* 1999]. Le modèle de "pop-up" semble alors le plus approprié pour expliquer les déformations observées (voir discussion de la section IV-A).

Notons que pour expliquer l'anticlinal, Lee C.-T. *et al.* [2001] indiquent leur préférence pour un modèle de plis de propagation vers l'Ouest en liaison avec la présence d'une rampe de chevauchement à pendage vers l'Est s'enracinant sur un décollement plus profond. Ce modèle reste dans le même esprit que celui de pop-up, mais ne nécessite pas la présence d'une faille sous le flanc Est. La structure du flanc Est s'explique alors par la présence de la charnière Est du pli de propagation. Cependant, théoriquement, un tel pli de propagation devrait plutôt avoir un flanc Ouest plus escarpé que son flanc Est, or c'est le contraire qui est observé.

Ces interprétations ne prennent pas en compte la virgation vers l'Est de la terminaison nord de Tainan. Cette virgation est associée à un gradient N-S des déplacements induisant une diminution des déplacements au Nord de l'anticlinal. Pour expliquer à la fois le changement de direction et le gradient observés, nous suggérons la présence d'une rampe oblique orientée ENE-WSW et à pendage fort vers le Sud (Figure 95). La virgation observée s'expliquerait alors par l'obstacle que constituerait cette rampe oblique à la propagation de la déformation suivant la direction régionale de convergence WNW. La direction ENE-WSW de cette rampe est compatible avec celle des anciennes failles normales héritées de la marge passive chinoise (dans le bassin de Tainan). De telles failles sont susceptibles d'être réactivées en décrochement dextre. Nous formulons donc l'hypothèse qu'une ancienne faille normale ENE-WSW, guide le transport de matière vers l'ouest dans la terminaison nord de l'anticlinal. Cette faille pourrait constituer le prolongement vers l'Ouest de la faille décrochante de Hsinhua (voir Figure 53 et Figure 95). La faille de Hsinhua, orientée ENE-WSW, a occasionné un fort séisme décrochant le 4 décembre 1946. Dans notre hypothèse, la rampe oblique serait bloquée dans sa portion supérieure durant la période intersismique, mais des glissements réguliers peuvent avoir lieu sur cette faille plus en profondeur (voir Figure 95).

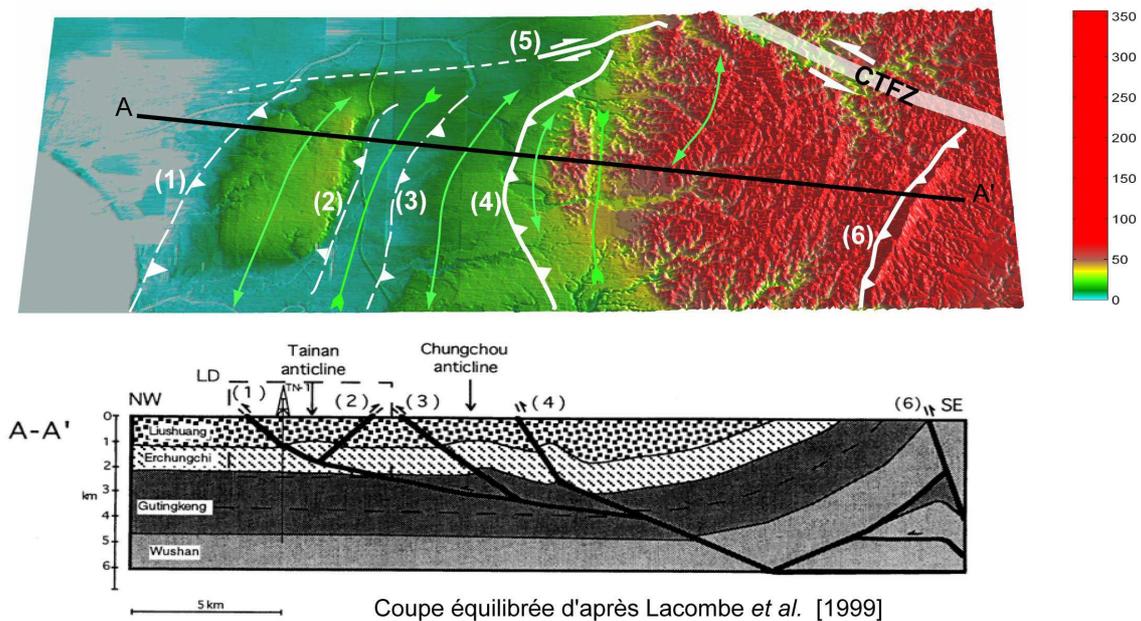


Figure 95 : Structures tectoniques et coupe de la région de Tainan

En haut : vue perspective du MNT de la région de Tainan vue du Sud. Doubles flèches vertes : synclinaux et anticlinaux ; Trait blanc plein : failles atteignant la surface ; Trait blanc pointillé : failles supposées dont l'émergence en surface n'a pas été identifiée. (1) faille de Tainan ; (2) faille de Houchiali ; (3) faille de Chungchou ; (4) faille de Meilin ; (5) faille de Hsinhua ; (6) faille de Lungchuan ; CTFZ : Zone de Transfert de Chishan.

En bas : coupe équilibrée d'après Lacombe *et al.* [1999]. La localisation est indiquée par le trait noir sur la figure du haut. La formation Gutingkeng, figurée en noir, correspond à des marnes déposées au Plio-Pleistocène.

L'hypothèse d'un diapir proposé par Hsieh [1972] pour expliquer la structure de Tainan (ainsi que la structure de Chungchou plus à l'Est) repose sur plusieurs observations :

- Les données d'un forage profond de 5 km, dans la partie centrale de l'anticlinal (TN01, voir localisation sur la Figure 95), indiquent la présence de 1058 m à 4847 m d'une épaisse série de marnes massives et monotones (formation Gutingkeng d'âge Pliocène). Les valeurs de pendages estimées à partir du forage dans cette formation sont relativement importantes : elles varient irrégulièrement entre 28° et 64°.

- Il y a une absence de réflexion sismique sur la partie centrale de la structure de l'anticlinal. Seule les couches supérieures jusqu'à 1 km de profondeur fournissent des réflecteurs. Selon Hsieh, l'absence de réflecteurs plus profonds s'explique par l'épaisseur de la formation marneuse Gutingkeng qui a la capacité à absorber l'énergie sismique et par son l'homogénéité. De plus, Hsieh précise que la présence de pendages irréguliers relevés dans le

forage indique la présence d'une complexité structurale au cœur de l'anticlinal susceptible de rendre difficile la réflexion des ondes sismiques.

- La présence d'une anomalie gravimétrique positive, étroite et allongée suivant la direction de l'anticlinal, est interprétée par Hsieh en termes d'un soulèvement de la structure. Il indique que le gradient fort de l'anomalie gravimétrique sur le flanc de l'anticlinal plaide pour la présence de discontinuités structurales.

Pour rendre compte de ses observations, Hsieh suppose que la compression tectonique exercée sur les marnes de la formation Gutingkeng a causé un plissement de style diapirique par déformation plastique. Il conclut à la présence de failles normales N-S, sub-verticales, le long du flanc des structures pour expliquer le fort gradient des anomalies gravimétriques.

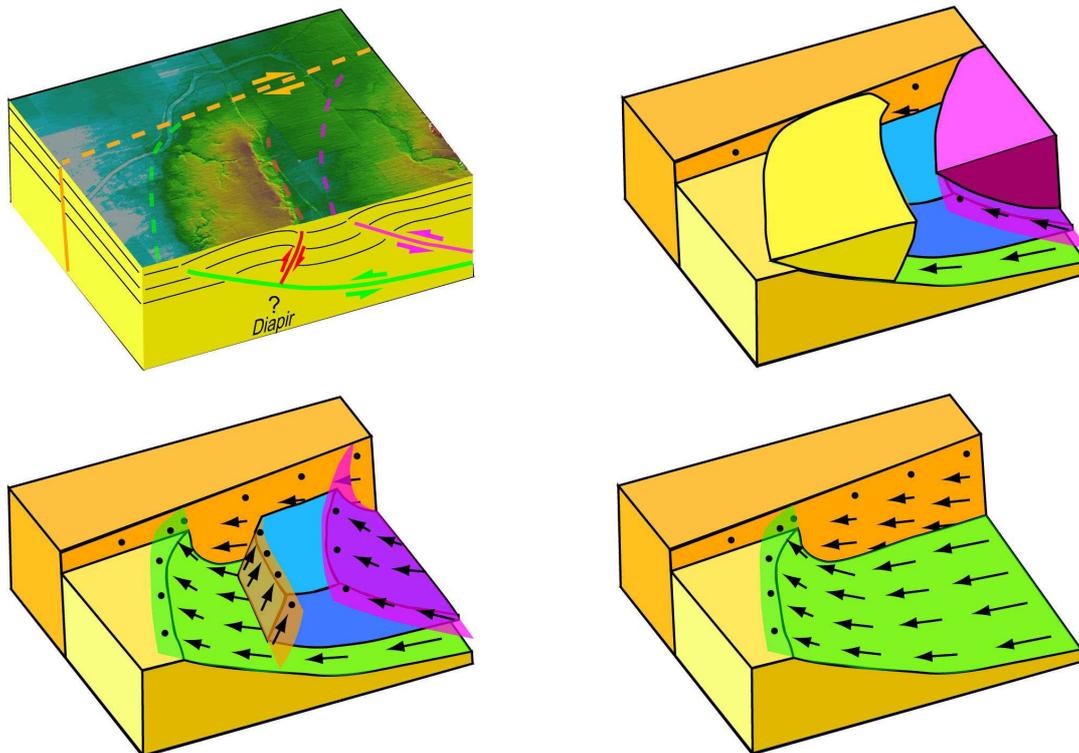


Figure 96 : Modèle structural de l'anticlinal de Tainan

Blocs diagrammes illustrant le modèle structural proposé à l'issue de cette étude. Le modèle en pop-up initialement proposé est complété par la présence d'une rampe oblique ENE-WSW au Nord de l'anticlinal. Les plans translucides correspondent aux plans de faille. En vert : faille de Tainan ; en rouge : faille de Houchiali ; en violet : faille de Chungchou. Les flèches indiquent le glissement intersismique qui a lieu sur les failles (glissement du bloc supérieur du plan de faille). Les points noirs indiquent que la partie supérieure de ces failles est bloquée : il n'y a pas de glissement intersismique.

Liu *et al.* [1997], à partir de profils de sismique réflexion en mer au large de la côte de Tainan à Kaohsiung, montrent la présence de phénomènes de diapirs. Ces auteurs interprètent ces diapirs comme étant en connexion avec les structures à Terre dont les anticlinaux de Tainan et Chungchou.

Chen et Liu [2000] ont montré, par l'analyse des courbes de niveau marin et par datations radiocarbone, que les anticlinaux de Tainan et Chungchou sont en surrection depuis l'holocène. Pour interpréter leurs résultats, ils reprennent l'hypothèse de Hsieh d'un phénomène de diapir sous Tainan, mais favorise l'hypothèse d'un chevauchement enfoui à vergence ouest pour expliquer la structure de Chungchou. Notons pourtant que dans l'argumentation de Hsieh, la présence de diapirisme repose en grande partie sur les observations faites sur l'anticlinal de Chungchou.

S'il y a des arguments en faveur de la présence d'un diapir sous l'anticlinale de Tainan, à lui seul ce phénomène ne rend pas compte de toutes les observations. Ainsi, la succession, d'Ouest en Est, d'anticlinaux et de synclinaux allongés suivant une direction N030° à N-S (voir Figure 95) parallèlement aux orientations principales de l'orogène, suggère une continuité dans le style tectonique de la déformation. Ainsi les observations géologiques faites dans les piedmonts occidentaux suggèrent une propagation de la déformation vers l'Ouest avec un style en plis, rampes et chevauchement. L'hypothèse de Hsieh implique la présence de failles normales sub-verticales N-S guidant le diapirisme afin d'expliquer les gradients d'anomalies gravimétriques observés. Les failles normales du bassin étant plutôt orientées N060°, nous préférons invoquer le mécanisme en pop-up pour rendre compte de ces gradients.

Lacombe *et al.* [Lacombe *et al.* 1999; Lacombe *et al.* 2003], supposent que les plis du SW de Taiwan, tels que celui de Tainan, s'initient "en relation avec des chevauchements à vergence Ouest, les contacts tectoniques et le décollement basal guidant la circulation et l'émergence de fluide : le diapirisme s'amorce alors par la remontée des boues saturées de fluides en réponse au raccourcissement [...]". Ce mécanisme permet de réconcilier les deux hypothèses, mais il pose problème dans le cadre du modèle en "pop-up" que nous proposons sur Tainan. En effet, pour des raisons géométriques, le chevauchement à vergence Ouest et le rétrochevauchement à vergence Est s'enracinent sur un niveau de décollement qui ne peut être plus profond que 2-3 km (voir coupe Figure 95). Or, Hsieh [1972] suggère que le diapirisme affecte la formation Gutingkeng plus profondément. La présence d'un deuxième niveau de décollement plus profond (à la base de la formation Gutingkeng) n'est donc pas à exclure.

Il ressort de cette discussion que considérer la présence de l'épaisse formation de "mudstone" de la formation Gutingkeng est un point crucial pour comprendre le mécanisme de la déformation actuelle et à long terme de l'anticlinal. La rhéologie de ces marnes permet d'expliquer la présence de glissements asismiques dans cette partie supérieure de la croûte. La distribution de ces glissements et la profondeur à partir de laquelle la faille est bloquée restent des éléments à déterminer plus précisément. La réalisation d'un modèle mécanique pourrait permettre de quantifier ces paramètres. Les essais que nous avons réalisés à partir d'un modèle simple élastique de type Okada [Okada 1985] mériteraient une étude plus approfondie. Cependant, on peut se demander si l'approximation de la terre par un demi-espace élastique est appropriée à notre problème. Si cette approximation est valable pour des phénomènes durant moins d'une dizaine de secondes comme un séisme, ce n'est plus forcément le cas pour des déformations intersismiques lentes, affectant des terrains sujets à la déformation plastique. Or c'est ce dernier comportement qui semble prévaloir dans la série sédimentaire d'épaisseur pluri-kilométrique de la "zone des mudstones" du Sud-Ouest de Taiwan [Ho 1986].

Ces questions sont importantes pour l'évaluation de l'aléa sismique. Dans cette optique, en faisant le lien entre la croissance de l'anticlinal de Tainan et le fort séisme de 1862, Lee C.T. *et al.* [2001] ont montré que le problème du risque sismique régnant sur la ville de Tainan ne pouvait être ignoré. Une meilleure quantification de la déformation à long terme permettrait, par comparaison avec la déformation actuellement observée, de mieux cerner le risque encouru par cette agglomération de plus d'un million d'habitants.

C. Perspectives pour l'étude des mouvements lents.

1. Amélioration de la mesure des déplacements intersismiques

La principale limitation de la mesure des déplacements sur Tainan est la couverture spatiale, qui est limitée à l'agglomération de Tainan. Afin d'améliorer l'étendue des mesures, l'approche de type "Permanent Scatterers" (voir Chapitre I.C.2) nous semble bien adaptée à la région. En effet, la principale limite de cette méthode est la nécessité de pouvoir disposer d'une densité suffisante de "Permanent Scatterers" (PS) dans les interférogrammes.

Il ressort des études déjà effectuées avec cette méthode que la densité de permanent scatterers est plus importante dans les zones urbaines qu'en dehors (même dans des régions désertiques). Nous pensons que la plaine côtière autour de l'agglomération de Tainan est suffisamment urbanisée pour assurer le maillage de PS nécessaire. Cette extension des mesures permettrait de mieux comprendre la relation entre l'anticlinal de Tainan et la région située au Nord, considérée comme relativement stable. La déformation de l'anticlinal de Chungchou pourrait aussi être mieux cernée.

L'amélioration de l'interprétation des interférogrammes passe aussi par le développement des autres réseaux géodésiques et par des investigations de terrain. En cela, les interférogrammes fournissent un guide indispensable permettant de localiser les zones de forts gradients ou de discontinuités de déplacement. Ainsi à Tainan, les résultats interférométriques montrent que la référence de la ligne de nivellement traversant l'anticlinal n'est peut être pas optimale. Il serait aussi utile de disposer de points GPS dans la partie Nord de l'anticlinal, afin d'améliorer l'interprétation du déplacement dans ces trois dimensions.

En raison de la possibilité d'un risque sismique en liaison avec la croissance de l'anticlinal, nous pensons fermement qu'un réseau de surveillance systématique de la déformation sur Tainan mériterait d'être mis en place. Un tel réseau de surveillance, appelé MINERVA, est actuellement opérationnel sur les champs Phlégréens en Italie [Usai *et al.* 2003]. Ce réseau permet notamment de mettre à jour régulièrement une carte des déformations en intégrant les images SAR au fur et à mesure de leur acquisition.

2. Etude préliminaire de la région de Pingtung-Kaohsiung :

Dans la perspective d'étendre les observations faites sur Tainan à l'ensemble du SW de Taiwan nous avons engagé une étude préliminaire sur la région de Pingtung-Kaohsiung (voir Figure 97). Les données utilisables pour cette étude sont les mêmes que pour l'étude de Tainan (1993-2000).

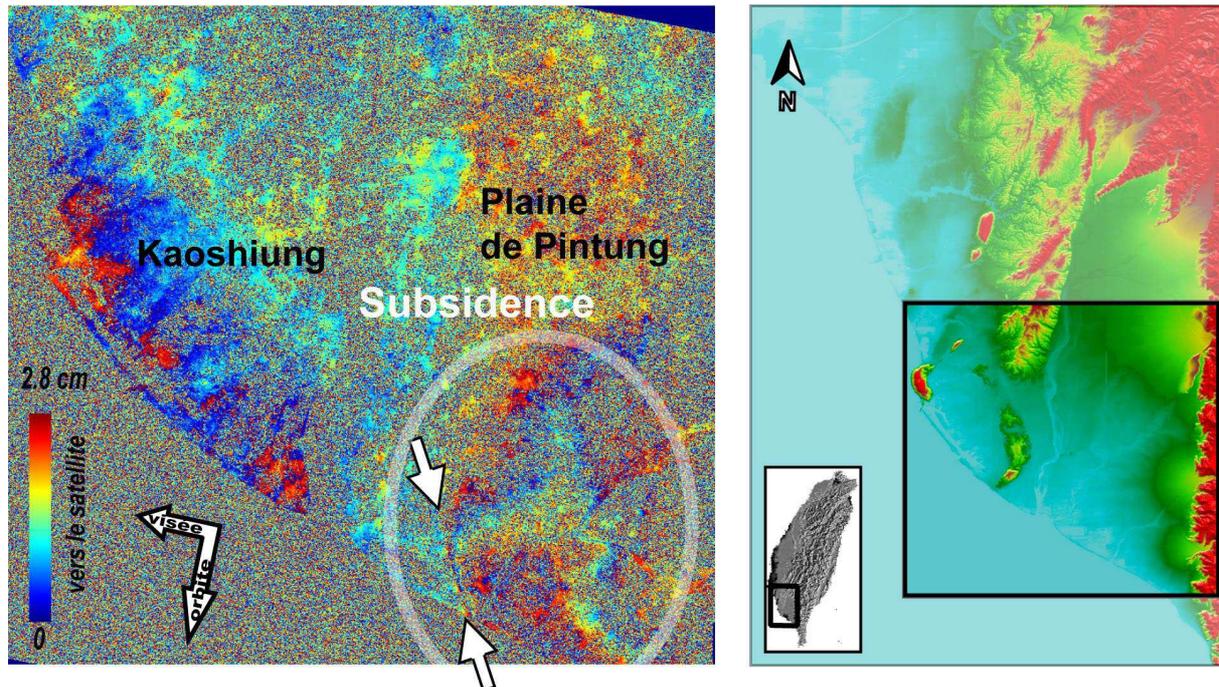


Figure 97 : localisation de la région d'étude de Pingtung-Kaohsiung

A droite : exemple d'un interférogramme à 105 jours sur la région de Pingtung-Kaohsiung. Noter la subsidence au sud de la plaine de Pingtung.

A gauche : MNT du Sud-Ouest de Taiwan montrant la localisation de l'interférogramme.

Dans la plaine de Pingtung, les premiers résultats montrent la présence d'une subsidence saisonnière au Sud de la plaine Figure 97. La bordure Ouest de la zone de subsidence est assez rectiligne. Ceci suggère la présence d'une faille NW-SE jouant un contrôle structural.

A l'Est de la ville de Kaohsiung, la faille de Fengshan a été cartographiée à partir d'arguments géologiques et géomorphologiques comme étant une faille récente susceptible d'être active [Chang *et al.* 1998]. Les interférogrammes couvrant une période de temps suffisamment longue (6 mois) montrent systématiquement une discontinuité dans les franges qui passe exactement au niveau du tracé supposé de la faille. Au nord de la ville, une zone en soulèvement a pu être identifiée, elle correspond à un anticlinal NE-SW. La limite Sud-Est de

cette zone en soulèvement est assez rectiligne. Nous l'interprétons comme étant liée à une discontinuité tectonique. Cette discontinuité est à mettre en relation avec les structures compressives affectant les calcaires récifaux qui constituent les reliefs au Nord de la ville [Lacombe *et al.* 1997; Lacombe *et al.* 1999; Lacombe *et al.* 2001].

Comme dans le cas de Tainan, l'analyse des déformations actuelle mérite d'être effectuée dans cette région largement peuplée (Kaohsiung, centre industriel, est la seconde ville de Taiwan par la population). L'étude préliminaire mentionnée ici vient à l'appui de cette perspective.

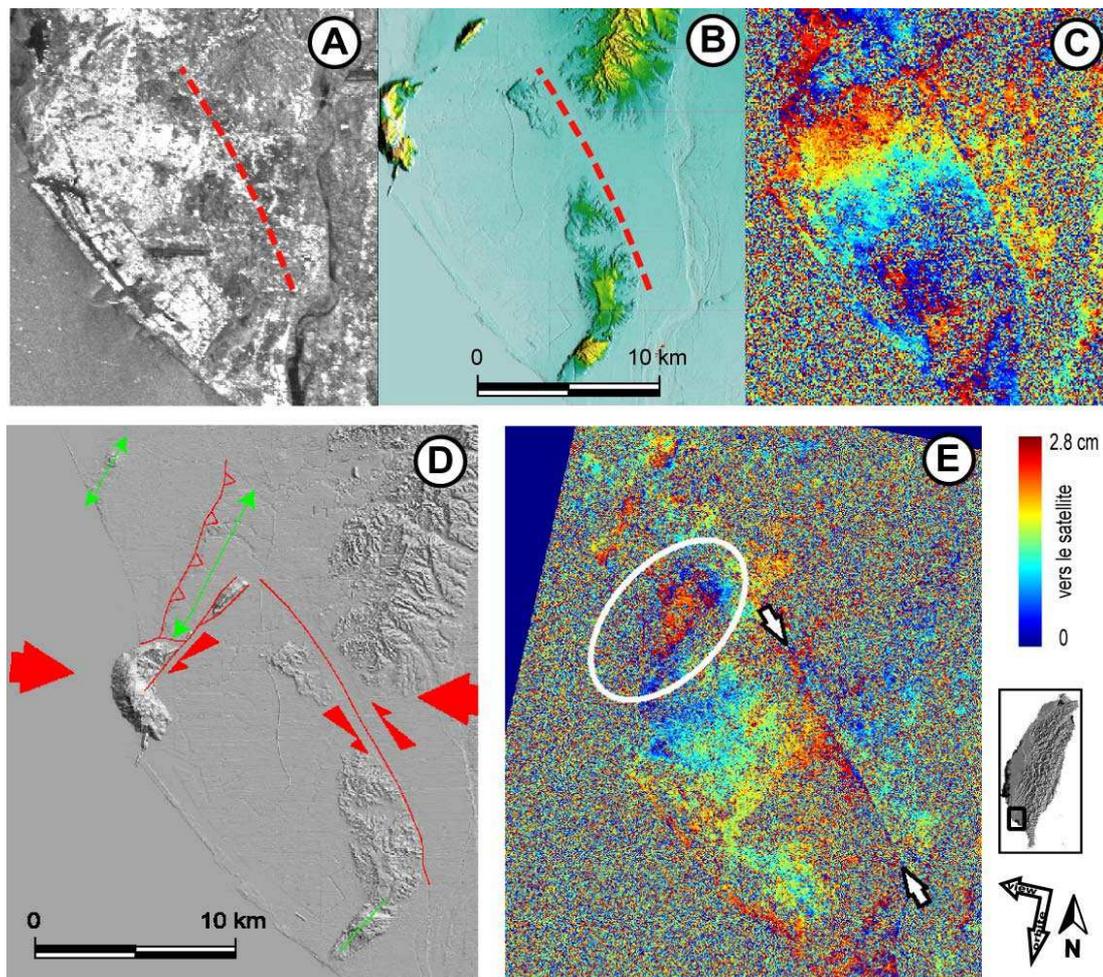


Figure 98 : étude préliminaire sur la région de Kaohsiung

A- Image d'amplitude de la zone, la ville portuaire de Kaohsiung apparaît en clair.

B- MNT ombré de la zone. En pointillés rouges : la faille de Fengshan.

C- Interférogramme de la zone (intervalle : 1 ans) : noter la présence d'une discontinuité localisée exactement sur la faille de Fengshan (voir aussi E).

D- Schéma structural de la zone. Grosses flèches rouges : direction de compression régionale. En vert : axe d'anticlinaux. En trait rouge : failles.

E- Interférogramme (intervalle : 1 an et demi) : Les flèches blanches soulignent la discontinuité de déplacement localisée sur la faille de Fengshan. L'ellipse blanche indique une zone en surrection correspondant à un anticlinal situé au Nord de la Ville.

Conclusion

L'interférométrie radar différentielle est un outil de mesure des déplacements du sol ; ses potentialités ont été clairement démontrées durant cette dernière décennie et cette technique a déjà fait ses preuves dans son application à la tectonique active. L'analyse des images SAR acquises par les satellites radar d'observation de la Terre permet de déterminer des cartes de déformation du sol qui sont étendues, précises et denses.

Avant le présent travail, cette technique n'avait pas été appliquée à Taiwan dans cette optique, bien que l'île soit une région où la déformation active est importante. Les caractéristiques géographiques de l'île telles que son fort relief, son important couvert végétal ou son climat, se présentaient comme des facteurs défavorables à une telle étude. L'objectif de ce travail était d'évaluer les capacités de la technique à fournir des informations nouvelles sur la tectonique active de l'île par rapport aux autres méthodes existantes, et de montrer comment s'intègrent ces informations dans une analyse tectonique multi-sources.

Au terme de ce travail, pour discuter des apports et des perspectives offertes par l'interférométrie radar différentielle, nous nous placerons aux deux grandes étapes de l'analyse des processus tectoniques actifs : la mesure des déformations et le passage de l'information de déformation à l'information tectonique.

La mesure des déformations :

L'interférométrie radar différentielle se démarque des autres sources de mesure des déplacements (GPS, réseaux géodésiques conventionnels, mesures de terrain, etc.) par son potentiel à effectuer un échantillonnage très dense d'observations (plusieurs centaines de mesures par kilomètre carré). Seule la technique de mesure des déplacements horizontaux par corrélation d'images peut rivaliser avec une telle couverture spatiale du sol. Toutefois, dans sa mise en oeuvre actuelle, cette dernière technique est limitée à la mesure de forts déplacements horizontaux (supérieurs à 50 cm). L'utilisation d'images à plus haute résolution (photos aériennes ou images satellites à haute résolution) devrait permettre d'abaisser cette limite mais en restant au-delà de la précision centimétrique de l'interférométrie radar différentielle.

Le potentiel de l'interférométrie radar est très variable d'une région à l'autre, notamment en fonction des caractéristiques du terrain observé. A Taiwan, il ressort de notre étude,

effectuée à partir de données radar ERS, que l'interférométrie radar peut fournir des mesures exploitables principalement dans les zones de plaine, car celles-ci sont urbanisées. Les grandes régions propices à l'observation sont la plaine d'Ilan, le bassin de Taipei, la plaine côtière occidentale, la plaine de Pintung et la Vallée Longitudinale (voir Figure 47). Cette analyse, fondée sur le calcul de la cohérence d'interférogrammes à 105 jours, a été confirmée par les résultats obtenus pour d'autres intervalles de temps lors des études sur le séisme de Chi-Chi ou sur l'anticlinal de Tainan.

Dans les zones fortement urbanisées, comme c'est le cas au centre des grandes villes, la mesure peut être faite avec des interférogrammes couvrant plusieurs années. En dehors de ces zones, il apparaît que la mesure devient plus délicate à partir de 2 ans. Comme l'a montré l'étude sur Tainan, la combinaison d'interférogrammes à plus court intervalle de temps permet de pallier ce problème mais requiert plus d'images.

Dans les zones plus montagneuses, comme la Chaîne Centrale ou la Chaîne Côtière, la végétation, omniprésente, empêche l'observation. L'utilisation de données issues de radars ayant une longueur d'onde plus grande que les 5,6 cm d'ERS, par exemple JERS (23,4 cm), pourrait partiellement réduire ce problème.

Dans les régions étudiées, la couverture spatiale de l'Interférométrie radar a permis plusieurs avancées notoires dans la connaissance des déplacements.

Sur le séisme de Chi-Chi, la finesse des interférogrammes a permis de déceler des glissements centimétriques sur les failles de Changhua et de Tuntzuchio, provoqués par la rupture principale de la faille de Chelungpu. Ces glissements étaient passés inaperçus dans les mesures GPS car, en surface, ces déplacements sont très localisés. Ces déplacements n'étaient pas non plus décelables par la corrélation d'images optiques SPOT car ils étaient trop petits. Mis à part ces phénomènes secondaires, la continuité du déplacement sur le bloc chevauché, suggérée par le GPS, a pu être établie avec certitude.

Dans l'étude de l'anticlinal de Tainan, les interférogrammes ont permis de circonscrire avec précision la zone de déformation, inconnue auparavant. L'extension du phénomène et ses liens avec la morphologie de l'anticlinal ont ainsi pu être établis. L'un des traits intéressants de la signature spatiale de ce phénomène est la virgation vers l'Est de l'axe de la déformation. Les interférogrammes ont aussi pu mettre en évidence l'existence d'une forte discontinuité de déplacement, légèrement à l'Est de l'escarpement topographique, entre l'anticlinal et le synclinal de Hsinhua. Les interférogrammes sur le Sud-Ouest ont pu établir le rôle de discontinuité de déplacement joué par la faille de Fengshan à l'Est de Kaohsiung. Au nord de

Kaohsiung, une zone en soulèvement a pu être cartographiée à proximité des anticlinaux de Panpingshan et de Shaoshan. Dans la plaine de Pintung, aucune discontinuité majeure n'apparaît dans les interférogrammes.

Grâce à l'important réseau GPS présent dans la plaine côtière, l'interférométrie, malgré quelques lacunes, peut jouer le rôle d'interpolateur entre les points GPS, rôle qui prend toute son importance en présence de gradients de déplacement localement élevés ou de discontinuités. Ainsi, l'interférométrie radar permet de tester la pertinence de la répartition spatiale des stations des réseaux géodésiques et de proposer d'améliorer leur déploiement. C'est un point intéressant à Taiwan où le réseau GPS est actuellement en constant développement. Une telle application à partir de nos résultats est, par exemple, possible à Tainan, où de nouveaux points GPS vont être installés prochainement [Hu Jyr-Ching, com. pers.].

L'extension de l'étude menée sur Tainan à l'ensemble du Sud Ouest butte sur la décorrélation des zones moins urbanisées de la plaine côtière. Toutefois, il nous semble qu'un nombre plus important d'images permettrait de reconstruire en partie les déplacements sur ces zones, par la combinaison d'interférogrammes à intervalles de temps plus courts.

Mis à part le réseau de stations GPS permanentes qui enregistrent continûment la déformation, les autres réseaux sont réexaminés lors de campagnes, qui s'effectuent généralement une à deux fois par an. Avec un temps de retour de 35 jours, le satellite ERS possède une répétitivité intermédiaire. Pour les déplacements cosismiques, une répétitivité inférieure serait souhaitable pour mieux faire la part du déplacement cosismique et postsismique. Toutefois, la fréquence de la mesure permet de distinguer les mouvements intersismiques sur plusieurs années des événements ponctuels comme les séismes. De plus, la dynamique des phénomènes tectoniques lents peut être évaluée avec une meilleure précision que les réseaux traditionnels. De ce point de vue, la couverture temporelle de l'interférométrie permet aussi de tester la pertinence de l'intervalle de mesure des réseaux géodésiques existants.

Au cours de ce travail, nous avons fait particulièrement référence aux données issues du satellite ERS. Sur le satellite ERS, il existe un mode par défaut qui permet des applications interférométriques. Ce n'est pas toujours le cas sur d'autres satellites (par exemple RADARSAT) où un même instrument SAR utilise plusieurs modes d'acquisition mais incompatibles entre eux pour l'interférométrie différentielle. Dans ce cas, la nécessité d'une grande régularité des acquisitions entre parfois en contradiction avec la diversité des modes

d'acquisition. Le satellite ERS-2 a déjà dépassé la durée initialement prévue pour sa mission, dans sa continuation, un nouveau satellite ENVISAT a été lancé avec succès par l'ESA en 2002. Les caractéristiques du radar disponible sur ENVISAT sont légèrement différentes de celle d'ERS. Toutefois, la possibilité d'effectuer des interférogrammes entre les deux satellites a pu être montrée [Arnaud *et al.* 2003; Colesanti *et al.* 2003b; Guarnieri *et al.* 2003].

Le développement et le lancement de nouveaux satellites comme ALOS ou TERRA, améliorera la constellation. Cette diversité à venir donnera de meilleures possibilités pour combiner des angles de visée différents afin de mieux contraindre le déplacement. La programmation d'un système d'observation spécifiquement dédié à l'étude des séismes et du cycle sismique est discutée depuis quelques années. Les arguments en faveur d'un tel projet sont ainsi résumés par Chen C. [Chen *et al.* 2003] : "An earthquake-forecasting capability is predicated on the understanding of stress accumulation during the earthquake cycle. Because geodesy is the principal means of monitoring the fault and lithosphere during the interseismic and postseismic parts of the earthquake process, and because the great value of space-based geodetic techniques has already been demonstrated, a space-based system for monitoring crustal deformation is the logical next step towards the goal of a predictive capability". Mais un tel projet, assurément prometteur n'a pas encore abouti.

En introduction, nous avons volontairement restreint notre étude au SAR mono-statique en strip-map mode ; cependant d'autres développements intéressants sont en cours. Ainsi, la mise au point de systèmes bi- et multi-statiques permettra de posséder une constellation de satellites compatibles entre eux [Chen *et al.* 2003; Krieger *et al.* 2003]. Ceci devrait améliorer les performances en terme de temps de retour [Guarnieri *et al.* 2001; Sarabandi *et al.* 2003].

Le passage de l'information géodésique à l'information tectonique :

L'analyse des interférogrammes sur la région de Tainan a permis de caractériser finement la déformation. La mise en évidence d'une dissymétrie Est-Ouest de la déformation fournit des arguments pour un modèle de déformation par "pop-up". De plus, la virgation vers l'Est, au Nord de l'anticlinal, suggère la présence d'une rampe oblique orientée WSW-ENE. Cette rampe pourrait être en prolongation avec une faille sismique décrochante de même orientation, située plus à l'Est. Cette zone de faille pourrait correspondre à la réactivation

d'une ancienne faille normale de la marge. Ce type de phénomène a été clairement mis en évidence dans les piedmonts occidentaux de l'île par la géologie. L'élaboration de ce modèle tectonique a été rendue possible par la combinaison des données interférométriques avec les données géologiques et géodésiques. Les données interférométriques ont également soulevé de nouvelles questions concernant le cycle sismique de la région. En effet, le soulèvement de l'anticlinal de Tainan, quantifié par l'interférométrie radar, a permis de montrer que l'ordre de grandeur des déplacements à court terme était similaire à celui des déplacements sur la période Holocène. Cette observation, combinée à l'absence de sismicité dans la zone, pose la question de savoir si l'anticlinal se déforme sous l'effet de l'accumulation élastique de déformation, précédant un séisme, ou au contraire si la déformation est absorbée de manière plastique par les roches marneuses sous-jacentes. Dans ce dernier cas, le risque sismique serait nettement plus faible.

Pour le séisme de Chi-Chi, la comparaison des données interférométriques avec les modèles de glissement sur la faille a montré des écarts significatifs qui semblent indiquer que la géométrie de la faille employée dans ces modèles n'était pas adaptée. Une intégration de l'ensemble des données géodésiques dans une inversion conjointe permettrait de mieux comprendre ce phénomène.

Les apports de l'interférométrie concernent donc deux aspects majeurs de l'analyse tectonique : la modélisation et l'intégration des données géologiques représentant la déformation à très long terme. Le passage entre la déformation à court terme et la déformation à long terme est toujours délicat à réaliser. La bonne compréhension des déformations cosismiques et intersismiques par l'ensemble des méthodes géodésiques doit se combiner avec l'estimation géologique des déformations pour une modélisation correcte du cycle sismique. L'interférométrie radar différentielle apporte de fortes contraintes dans le premier volet de cette modélisation.

Ainsi, l'interférométrie radar différentielle profite de l'importance des réseaux de surveillance mis en place dans l'île (géodésiques et sismologiques) pour exprimer pleinement son potentiel à Taiwan. Bien que la partie centrale de l'île ne lui soit actuellement pas accessible, les frontières majeures de déformation, à l'Ouest et à l'Est, peuvent être étudiées. Les apports de l'interférométrie radar concernent l'ensemble du cycle sismique. Les potentialités de la technique ont ainsi pu être démontrées sur l'étude du séisme de Chi-Chi et sur l'étude du soulèvement de l'anticlinal de Tainan. La surveillance opérationnelle de zones à

forts déplacements intersismiques, comme la région de Tainan, est rendue envisageable grâce à la technique de l'interférométrie radar. A Taiwan, l'interférométrie radar différentielle offre la possibilité de mieux localiser, caractériser et quantifier les mécanismes de propagation de la déformation. Ces données, combinées aux autres sources d'informations géologiques ou géodésiques disponibles, permettent de mieux comprendre le cycle sismique de cette zone de convergence tectonique. La modélisation du cycle sismique qui en résultera sera d'autant plus importante qu'elle est à la base de l'évaluation de l'aléa sismique, qui, à Taiwan, se traduit la plupart du temps par un fort risque sismique.

Bibliographie

- Ainsworth, T. L., S. R. Chubb, R. A. Fusina, R. M. Goldstein, R. W. Jansen, J. S. Lee et G. R. Valenzuela (1995). INSAR imagery of surface currents, wave fields, and fronts. Surface and atmospheric remote sensing : technologies, data analysis, and interpretation. *IGARSS'94, IEEE 1994 International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Pasadena CA United States (1994-08-08)*, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **33**(5): pp. 1117-1123.
- Amelung, F., D. L. Galloway, J. W. Bell, H. A. Zebker et R. J. Laczniak (1999). Sensing the ups and downs of Las Vegas: INSAR reveals structural control of land subsidence and aquifer-system deformation. *Geology* **27**(6): pp. 483-486.
- Amelung, F. et J. W. Bell (2003). Interferometric synthetic aperture radar observations of the 1994 Double Spring Flat, Nevada, earthquake (M5.9): Main shock accompanied by triggered slip on a conjugate fault. *Journal of Geophysical Research* **108**(B9): p. 2433.
- Angelier, J. (1986). Special Issue Geodynamics of the Eurasia-Philippine Sea Plate boundary: Preface. *Tectonophysics* **125**(1-3): pp. IX-X.
- Angelier, J., E. Barrier et H. T. Chu (1986). Plate collision and paleostress trajectories in a fold-thrust belt: The foothills of Taiwan. *Tectonophysics* **125**(1-3): pp. 161-178.
- Angelier, J. (1990). Special Issue Geodynamic evolution of the eastern Eurasian margin (Foreword). *Tectonophysics* **183**(1-4): pp. VII-X.
- Angelier, J., F. Bergerat, H. T. Chu, W. S. Juang et C. Y. Lu (1990). Paleostress Analysis as a Key to Margin Extension: The Penghu Island, South China Sea. *Tectonophysics* **183**: pp. 161-176.
- Angelier, J., H. T. Chu et J. C. Lee (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**: pp. 117-143.
- Angelier, J., H. T. Chu, J. C. Lee et J. C. Hu (2000). Active faulting and earthquake hazard: the case study of the Chihshang Fault, Taiwan. *Journal of Geodynamics* **29**(3-5): pp. 151-85.
- Angelier, J., J. C. Lee, H. T. Chu, J. C. Hu, C. Y. Lu, Y. C. Chan, T. J. Lin, Y. Font, B. Deffontaines et Y. B. Tsai (2001). Le séisme de Chichi (1999) et sa place dans l'orogène de Taiwan. *conférence-debat de l'academie des sciences, Failles et séismes, Paris, France (20 mars 2000)*, *Comptes rendus de l'Académie des sciences (Serie II Sciences de la terre et des planètes)* **333**(1): pp. 5-21.
- Angelier, J. et R.-F. Chen (2002). Soulèvement et plissement tectoniques révélés par analyse mathématique empirique de profils longitudinaux de rivières: un cas à Taiwan. *Comptes rendus de l'Académie des sciences (Serie II Sciences de la terre et des planètes)* **334**: pp. 1-9.
- Angelier, J., J. C. Lee, H. T. Chu et J. C. Hu (2003a). Reconstruction of fault slip of the September 21st, 1999, Taiwan earthquake in the asphalted surface of a car park, and co-seismic slip partitioning. *Journal of Structural Geology* **25**(3): pp. 345-350.
- Angelier, J., J. C. Lee, J. C. Hu et H. T. Chu (2003b). Three-dimensional deformation along the rupture trace of the September 21st, 1999, Taiwan earthquake: a case study in the Kuangfu school. *Journal of Structural Geology* **25**(3): pp. 351-370.

Bibliographie

- Antonello, G., N. Casagli, P. Farina, J. Fortuny, D. Leva, G. Nico, A. J. Sieber et D. Tarchi (2003). A ground-based interferometer for the safety monitoring of landslides and structural deformations. *in: IGARSS 2003. IEEE 2003 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Toulouse, France (21-25 July 2003)*, TU02_1020.
- Arnaud, A. (1997). Etude et analyse des artefacts dans la construction de l'image interférométrique radar, Ph.D. Thesis, D. Massonnet th. dir., LIMA-IRIT, ENSEEIHT, France, 194 p.
- Avouac, J. P., L. Bollinger, J. Lave, R. Cattin et M. Flouzat (2001). Le cycle sismique en Himalaya. *conference-debat de l'academie des sciences, Failles et seismes, Paris, France (20 mars 2000)*, Comptes rendus de l'Académie des sciences (Serie II Sciences de la terre et des planètes) **333**(9): pp. 513-529.
- Baer, G., D. T. Sandwell, S. Williams, Y. Bock et G. Shamir (1999). Coseismic deformation associated with the November 1995, Mw=7.1 Nuweiba earthquake, Gulf of Elat (Aqaba), detected by synthetic aperture radar interferometry. Journal of Geophysical Research **104**(B11): pp. 25221-25232.
- Baer, G., U. Schattner, D. Wachs, D. T. Sandwell, S. Wdowinski et S. Frydman (2002). The lowest place on Earth is subsiding - An InSAR (interferometric synthetic aperture radar) perspective. Geological Society of America Bulletin **114**(1): pp. 12-23.
- Bamler, R. et D. Just (1993). Phase statistic and decorrelation in SAR interferograms. *in: IGARSS'93. IEEE 1993 International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Tokio, Japan (18-21 August)* pp. 980-984.
- Bamler, R. et P. Hartl (1998). Synthetic aperture radar interferometry. Inverse Problems **14**(4): pp. R1-R54.
- Barrier, E. et J. Angelier (1986). Active collision in eastern Taiwan: The Coastal Range. Tectonophysics **125**(1-3): pp. 39-72.
- Bawden, G. W., W. Thatcher, R. S. Stein, K. W. Hudnut et G. Peltzer (2001). Tectonic contraction across Los Angeles after removal of groundwater pumping effects. Nature (London) **412**(6849): pp. 812-815.
- Beauducel, F., P. Briole et J. L. Froger (2000). Volcano-wide fringes in ERS synthetic aperture radar interferograms of Etna (1992-1998) : Deformation or tropospheric effect ?, Journal of Geophysical Research **105**(B7): pp. 16391-16402.
- Bechor, N., P. Segall, J. McGuire, Y. J. Hsu et S. B. Yu (2001). Post-seismic Slip Following the 1999 Chi-Chi Taiwan Earthquake. *in: 2001 Joint Geosciences Assembly, Int. Symposium on earthquake and active tectonics Proc., Taipei* p. 15.
- Berardino, P., G. Fornaro, R. Lanari et E. Sansosti (2002). A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **40**(11): pp. 2375-83.
- Berberian, M., J. A. Jackson, E. J. Fielding, B. E. Parsons, K. Priestley, M. Qorashi, M. Talebian, R. Walker, T. Wright et C. Baker (2001). The 1998 March 14 Fandoqa earthquake (Mw 6.6) in Kerman province, southeast Iran: re-rupture of the 1981 Sirch earthquake fault, triggering of slip on adjacent thrusts and the active tectonics of the Gowk fault zone., Geophysical Journal International **146**: pp. 371-398.
- Bernard, P., P. Briole, B. Meyer, H. Lyon-Caen, J. M. Gomez, C. Tiberi, C. Berge, D. Hatzfeld, C. Lachet, B. Lebrun, A. Deschamps, F. Courboulex, C. Larroque, A. Rigo, D. Massonnet, P. Papadimitriou, J. Kassaras, D. Diagourtas, K. Makropoulos, G. Veis, E. Papazisi, C.

Bibliographie

- Mitsakaki, V. Karakostas, E. Papadimitriou et D. Papanastassiou (1997). The Ms=6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): Evidence for low normal faulting in the Corinth rift. Journal of Seismology **1**: pp. 131-150.
- Bevis, M., S. Businger, T. Herring, C. Rocken, R. Anthes et R. Ware (1992). GPS meteorology: remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System. Journal of Geophysical Research **97**: pp. 15787-15801.
- Biq, C. (1972). Dual trench structures in the Taiwan-Luzon region. Proc. Geol. Soc. China **15**: pp. 65-75.
- Bock, Y. et S. Williams (1997). Integrated satellite interferometry in Southern California. EOS Transactions of the American Geophysical Union **78**(29): pp. 293, 299-300.
- Bonforte, A., A. Ferretti, C. Prati, G. Puglisi et F. Rocca (2001). Calibration of atmospheric effects on SAR interferograms by GPS and local atmosphere models: first results. Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial Physics **63**(12): pp. 1343-1357.
- Bonilla, M. G. (1975). A review of recently active faults in Taiwan. USGS Open-File Report. vol. 75-41, U.S. Geological Survey, 58.
- Bonilla, M. G. (1977). Summary of quaternary faulting and elevation changes in taiwan. Memoirs of the Geological Society of China **2**: pp. 43-55.
- Boore, D. M. (2001). Effect of baseline corrections on displacements and response spectra for several recordings of the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake. *Dedicated issue on the Chi-Chi, Taiwan earthquake of 20 September 1999*, Bulletin of the Seismological Society of America **91**(5): pp. 1199-1211.
- Bovenga, F., S. Stramaglia, R. Nutricato et A. Refice (2003). Discrimination of different sources of signals in Permanent Scatterers technique by means of Independent Component Analysis. in: IGARSS 2003. IEEE 2003 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Toulouse, France (21-25 July 2003), FR09_1540.
- Bowin, C., R. S. Lu, C. S. Lee et S. H (1978). Plate convergence and accretion in Taiwan-Luzon region. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. **62**: pp. 1643-1672.
- Brusset, S., P. Souquet, J. Déramond, J. C. Sibuet, S. K. Hsu, B. Deffontaines et H. T. Chu (1999). Partition between collision and subduction accretionary prisms along an inherited transcurrent fault zone: New insights on the Taiwan fold-and-thrust belt. Tectonics **18**: pp. 546-558.
- Bürgmann, R., P. A. Rosen et E. J. Fielding (2000a). Synthetic aperture radar interferometry to measure Earth's surface topography and its deformation. Annual Review of Earth and Planetary Sciences **28**: pp. 169-209.
- Bürgmann, R., D. Schmidt, R. M. Nadeau, M. d'Alessio, E. J. Fielding, D. Manaker, T. V. McEvilly et M. H. Murray (2000b). Earthquake potential along the Northern Hayward fault, California. Science **289**(5482): pp. 1178-1182.
- Bürgmann, R., M. E. Ayhan, E. J. Fielding, T. J. Wright, S. McClusky, B. Aktug, C. Demir, O. Lenk et A. Turkezer (2002). Deformation during the 12 November 1999 Düzce, Turkey, Earthquake, from GPS and InSAR Data. Bulletin of the Seismological Society of America **92**(1): pp. 161-171.
- Çakir, Z., J. B. de Chabaliér, R. Armijo, B. Meyer, A. Barka et G. Peltzer (2003). Coseismic and early postseismic slip associated with the 1999 Izmit earthquake (Turkey), from SAR interferometry and tectonic field observations. Geophysical Journal International **155**(1): pp. 93-110.

- Carena, S., J. Suppe et H. Kao (2002). Active detachment of Taiwan illuminated by small earthquakes and its control of first-order topography. Geology **30**(10): pp. 935-938.
- Central Geological Survey (1999a). Map of the surface ruptures along Chelungpu fault during the Chi-Chi earthquake, Taiwan, scale 1:25,000. Taiwan, Central Geological Survey, Ministry of Economical Affairs.
- Central Geological Survey (1999b). Report of the geological survey of the 1999 Chi-Chi earthquake, (in Chinese), Central Geological Survey, Ministry of Economical Affairs, Taiwan, 315.
- Centre National d'Etudes Spatiales (C.N.E.S) (1997). PRISME/DIAPASON Software package, version 1.0. Toulouse, France, CNES.
- Chaabane, F., A. Avallone, F. Tupin, P. Briole et H. Maitre (2003). Correction of local and global tropospheric effects on differential SAR interferograms for the study of earthquake phenomena. *in: IGARSS 2003. IEEE 2003 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Toulouse, France (21-25 July 2003), I_C02_02.*
- de Chabalier, J. B., J. C. Ruegg, R. Armijo, B. Fruneau, D. Massonnet, H. Vadon, J. Campos et C. Delacourt (1999). Modelling the deformation related to the Mw=8.1 subduction earthquake of northern Chile (1995) using SAR interferometry and GPS measurements. EOS Transactions of the American Geophysical Union: p. 46.
- Chai, B. H. T. (1972). Structure and tectonic evolution of Taiwan. Am. J. Sci. **272**: pp. 389-422.
- Chamot-Rooke, N. et X. Le Pichon (1999). GPS determined eastward Sundaland motion with respect to Eurasia confirmed by earthquakes slip vectors at Sunda and Philippine trenches. Earth and Planetary Science Letters **173**(4): pp. 439-455.
- Chang, C. P., J. Angelier et C. Y. Huang (2000). Origin and evolution of a melange: the active plate boundary and suture zone of the Longitudinal Valley, Taiwan. Tectonophysics **325**(1-2): pp. 43-62.
- Chang, C. P. (2001). Reconstruction de la croissance d'une chaîne de montagnes : le Sud de Taiwan, Ph.D Thesis, J. Angelier th. dir., Laboratoire de Tectonique (UMR 7072), Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, 359 p.
- Chang, C. P., C. T. Wang, T. Y. Chang, K. S. Chen, L. S. Liang, E. Pathier et J. Angelier (in revision, 2004). Application of SAR Interferometry to a large thrusting deformation: The 1999 Mw=7.6 Chichi earthquake (Central Taiwan). Geophysical Journal International(??): p.??
- Chang, H. C., C. W. Lin, M. M. Chan et S. T. Lu (1998). An Introduction to the Active Faults of Taiwan: Explanatory Text of the Active Fault map (in Chinese with English abstract). CSG Publication. vol. 10, 103, Central Geological Survey of Taiwan, Taipei, Taiwan
- Chang, S. L., P. T. Hsiao, J. Yuan et W. R. Chi (1983). The neogene series, tectonics evolution and petroleum potentialities of Southern Taiwan. American Association of Petroleum Geologists Special Bulletin: pp. 577-587.
- Chang, T. Y., F. Cotton, J. Angelier et T. C. Shin (2001). Pics d'accélération du mouvement sismique observés lors du séisme de Chichi à Taiwan : application à l'estimation de l'aléa sismique. *conference-debat de l'academie des sciences, Failles et séismes, Paris, France (20 mars 2000)*, Comptes rendus de l'Académie des sciences (Serie II Sciences de la terre et des planètes) **333**(1): pp. 45-55.

- Chang, T. Y. (2002). Séismotectonique de Taiwan (in french), Ph.D. Thesis, J. Angelier th. dir., Laboratoire de Tectonique, UMR 7072, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, 205 p.
- Chemenda, A. I., R.-K. Yang, J. F. Stephan, E. A. Konstantinovskaya et G. M. Ivanov (2001). New results from physical modelling of arc-continent collision in Taiwan: evolutionary model. Tectonophysics **333**(1-2): pp. 159-178.
- Chen, C. H. et H. T. Chu (1983). Metamorphic facies map of Taiwan (1:500000), Central Geological Survey, MOEA.
- Chen, C. H., W. H. Wang et T. I. Teng (2001). 3D velocity structure around the source area of the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake; before and after the mainshock. *Dedicated issue on the Chi-Chi, Taiwan earthquake of 20 September 1999*, Bulletin of the Seismological Society of America **91**(5): pp. 1013-1027.
- Chen, C. W. et H. A. Zebker (2002). Phase unwrapping for large SAR interferograms: Statistical segmentation and generalized network models. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **40**(8): pp. 1709-1719.
- Chen, H. (1984). Crustal uplift and subsidence in Taiwan: an account based on retriangulation results. (*in chinese*), Central Geological Survey special publication, **3**: pp. 127-140, Central Geological Survey.
- Chen, K. C., B. S. Huang, J. H. Wang, W. G. Huang, T. M. Chang, R. D. Hwang, H. C. Chiu et C. C. P. Tsai (2001). An observation of rupture pulses of the 20 September 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake from near-field seismograms. *Dedicated issue on the Chi-Chi, Taiwan earthquake of 20 September 1999*, Bulletin of the Seismological Society of America **91**(5): pp. 1247-1254.
- Chen, K. C., B. S. Huang, J. H. Wang et H. Y. Yen (2002). Conjugate thrust faulting associated with the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake sequence. Geophysical Research Letters **29**(8): pp. 118-1.
- Chen, W. S., B. S. Huang, Y. G. Chen, Y. H. Lee, C. N. Yang, C. H. Lo, H. C. Chang, Q. C. Sung, N. W. Huang, C. C. Lin, S. H. Sung et K. J. Lee (2001). 1999 Chi-Chi earthquake; a case study on the role of thrust-ramp structures for generating earthquakes. *Dedicated issue on the Chi-Chi, Taiwan earthquake of 20 September 1999*, Bulletin of the Seismological Society of America **91**(5): pp. 986-994.
- Chen, W. S., Y. G. Chen, R. C. Shih, T. K. Liu, N. W. Huang, C. C. Lin, S. H. Sung et K. J. Lee (2003). Thrust-related river terrace development in relation to the 1999 Chi-Chi earthquake rupture, Western Foothills, central Taiwan. Journal of Asian Earth Sciences **21**(5): pp. 473-480.
- Chen, Y. G. et T. K. Liu (2000). Holocene uplift and subsidence along an active tectonic margin southwestern Taiwan. Quaternary Science Reviews **19**(9): pp. 923-930.
- Chen, Y. G., W. S. Chen, Y. Wang, P. W. Lo, T. K. Liu et J. C. Lee (2002). Geomorphic evidence for prior earthquakes: Lessons from the 1999 Chichi earthquake in central Taiwan. Geology **30**(2): pp. 171-174.
- Chen, Y. G., Y. W. Chen, W. S. Chen, J. F. Zhang, H. Zhao, L.-P. Zhou et S.-H. Li (2003). Preliminary results of long-term slip rates of 1999 earthquake fault by luminescence and radiocarbon dating. Quaternary Science Reviews **22**(10-13): pp. 1213-1221.
- Cheng, S. N. (1995). The Study of Stress Distribution in and around Taiwan (in Chinese with English abstract), Ph.D. thesis, National Central University, Chungli, Taiwan, 215 p.

Bibliographie

- Chi, W. C., D. Dreger et A. Kaverina (2001). Finite-source modeling of the 1999 Taiwan (Chi-Chi) earthquake derived from a dense strong-motion network. *Dedicated issue on the Chi-Chi, Taiwan earthquake of 20 September 1999*, Bulletin of the Seismological Society of America **91**(5): pp. 1144-1157.
- Chi, W. C. et D. Dreger (2002). Finite fault inversion of the September 25, 1999 (Mw = 6.4) Taiwan earthquake: Implications for GPS displacements of Chi-Chi, Taiwan earthquake sequence. Geophysical Research Letters **29**(14): pp. 39.1-39.4.
- Chinese Petroleum Corporation (1971). Geological map of western Taiwan (1:200000), Chinese Petrol. Corp.
- Chinese Petroleum Corporation (1982a). The geological map of Taiwan (1:100 000): Taichung, Taiwan Petroleum Exploration Division.
- Chinese Petroleum Corporation (1982b). The geological map of Taiwan (1:100 000): Chiayi, Taiwan Petroleum Exploration Division.
- Chlieh, M., J. B. de Chabaliér, J. C. Ruegg, R. Armijo, J. Dmowska, J. Campos et K. L. Feigl (submitted 2003). Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. Geophysical Journal International.
- Chorowicz, J., D. Dhont et N. Gündođdu (1999). Neotectonics in the eastern North Anatolian fault region (Turkey) advocates crustal extension: mapping from SAR ERS imagery and Digital Elevation Model. Journal of Structural Geology **21**: pp. 511-532.
- Clarke, M. B., D. M. Fischer, C. Y. Lu et C. H. Chen (1993). Kinematic Analyses of the Hsuehshan Range, Taiwan: a large-scale pop-up structure. Tectonics **1**: pp. 1153-1172.
- Clarke, P. J., D. Paradissis, P. Briole, P. C. England, B. E. Parsons, H. Billiris, G. Veis et J. C. Ruegg (1998). Authors' reply to "Comment on: Geodetic investigation of the 13 May Kozani-Grevena (Greece) earthquake". Geophysical Research Letters **25**(1): pp. 131-133.
- Colesanti, C., A. Ferretti, F. Ferrucci, C. Prati et F. Rocca (2000). Monitoring known seismic faults using the permanent scatterers (PS) technique. in: IGARSS 2000. IEEE 2000 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Honolulu, HI, USA (24-28 July 2000) vol. 5 pp. 2221-3.
- Colesanti, C., A. Ferretti, R. Locatelli, F. Novali et G. Savio (2003a). Permanent Scatterers : Precision Assessment and Multi-platform Analysis. in: IGARSS 2003. IEEE 2003 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Toulouse, France (21-25 July 2003), TH01_1020.
- Colesanti, C., A. Ferretti, C. Prati, D. Perissin et F. Rocca (2003b). ERS-ENVISAT Permanent Scatterers Interferometry. in: IGARSS 2003. IEEE 2003 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Toulouse, France (21-25 July 2003), WE09_1620.
- Colesanti, C., A. Ferretti, C. Prati et F. Rocca (2003c). Monitoring landslides and tectonic motions with the Permanent Scatterers Technique. Engineering Geology **68**(1-2): pp. 3-14.
- Crippen, R. E. (1992). Measurement of subresolution terrain displacements using SPOT panchromatic imagery. Episodes **15**(1): pp. 56-61.
- Curlander, J. C. et R. N. McDonough (1991). Synthetic Aperture Radar: systems and signal processing, John Wiley & Sons Inc., New York

- Davidson, G. W. et R. Bamler (1999). Multiresolution phase unwrapping for SAR interferometry. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **37**(1): pp. 163-174.
- Deffontaines, B., J. C. Lee, J. Angelier, J. Carvalho et J. P. Rudant (1994). New geomorphic data on the active Taiwan orogen : a multisource approach : Tectonics and topography. III. Journal of Geophysical Research **99**(B10): pp. 20243-20266.
- Deffontaines, B., O. Lacombe, H. T. Chu, F. Mouthereau, C. T. Lee, J. Deramond, J. F. Lee, M. S. Yu et P. M. Liew (1997). Quaternary transfer faulting in the Taiwan Foothills: evidence from a multisource approach. Tectonophysics **274**(1-3): pp. 61-82.
- Deffontaines, B., C. T. Lee, E. Pathier, J. Y. Yu, B. Fruneau, H. H. Chen, L. S. Liang, A. J. Chen, S. K. Chen, D. Raymond, C. L. Tseng, J. P. Rudant, Y. B. Tsai, J. Angelier, C. P. Chang, T. Y. Chang, F. C. Li, C. T. Wang et H. H. Hsi (2001a). Preliminary interferometric results on 921 Chichi earthquake (central taiwan). in: International Workshop on annual commemoration of Chichi earthquake Proc., Taipei (sept 2001) vol. 1 - Science aspect. pp. 105-110.
- Deffontaines, B., C. S. Liu, J. Angelier, C. T. Lee, J. C. Sibuet, Y. B. Tsai, S. Lallemand, C. Y. Lu, C. S. Lee, S. K. Hsu, H. T. Chu, J. C. Lee, E. Pathier, R. F. Chen, C. T. Cheng, C. W. Liao, C. C. Lin et H. H. Hsu (2001b). Preliminary Neotectonic Map of Onshore-offshore Taiwan. Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences(Supplementary Issue): pp. 339-350.
- Deffontaines, B., E. Pathier, C. T. Lee, B. Fruneau, D. Raymond, J. Angelier et J. P. Rudant (2001c). Neotectonics and SAR Interferogram in Taiwan : Uplift of Tainan Anticline (SW Taiwan) and 921 Chichi Earthquake. in: CEOS SAR Workshop Proc., Tokyo, Japan (2-5 April 2001) vol. CD-Rom, Abstr. 01-080.
- Delacourt, C. (1997). Détection et analyse de mouvement de surface par interférométrie différentielle, Geophysics, J. Achache th. dir., Institut de Physique du Globe de Paris, University Paris 7, Paris, 197 p.
- Delacourt, C., P. Briole et J. Achache (1998). Tropospheric corrections of SAR interferograms with strong topography. Application to Etna. Geophysical Research Letters **25**(15): pp. 2849-2852.
- Delcaillau, B., B. Deffontaines, L. Floissac, J. Angelier, J. Deramond, P. Souquet, H. T. Chu et J. F. Lee (1998). Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold ; Pakuashan anticline, foothills of Taiwan. Geomorphology **24**(4): pp. 263-290 [26 p.].
- Delouis, B., P. R. Lundgren, J. Salichon et D. Giardini (2000). Joint inversion of InSAR and teleseismic data for the slip history of the 1999 Izmit (Turkey) earthquake. Geophysical Research Letters **27**(20): pp. 3389-3392.
- Delouis, B., D. Giardini, P. R. Lundgren et J. Salichon (2002). Joint Inversion of InSAR, GPS, Teleseismic, and Strong-Motion Data for the Spatial and Temporal Distribution of Earthquake Slip: Application to the 1999 Izmit Mainshock., Bulletin of the Seismological Society of America **92**(1): pp. 278-299.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus et S. Stein (1990). Current plate motions. Geophysical Journal International **101**: pp. 425-478.
- Deroin, J.-P. et J.-Y. Scanvic (1995). Apport de l'imagerie radar à la cartographie géologique : exemples et réflexions. Bulletin de la Société Française de Photogrammétrie et Télédétection **138**: pp. 96-109.
- Dominguez, S., J. P. Avouac et R. Michel (2002). 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. Journal of Geophysical Research **108**(B2).

- Dominguez, S., J. P. Avouac et R. Michel (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. Journal of Geophysical Research **108**(B2).
- 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): pp. 177-191.
- Emardson, T. R., M. Simons et F. H. Webb (2003). Neutral atmospheric delay in interferometric synthetic aperture radar applications: Statistical description and mitigation. Journal of Geophysical Research **108**(B5): pp. ETG 4-1 - ETG 4-8.
- Feigl, K. L., A. Sergent et D. Jacq (1995). Estimation of an earthquake focal mechanism from a satellite radar interferogram: application to the December 4, 1992 Landers aftershock. Geophysical Research Letters **22**(9): pp. 1037-1040.
- Feigl, K. L. et E. Dupre (1999). RNGCHN: a program to calculate displacement components from dislocations in an elastic half-space with applications for modeling geodetic measurements of crustal deformation. Computers and Geosciences **25**(6): pp. 695-704.
- Feigl, K. L. (2001). Rhéologie de la lithosphère terrestre : mesures géodésiques et modélisations simples, HDR, Observatoire Midi-Pyrénées, CNRS, Université Paul Sabatier, Toulouse, Toulouse, 65 p.
- Feigl, K. L. (2002). Measurement of coseismic deformation by satellite geodesy. in: *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, W. H. K. Lee, H. Kanamoori et P. C. Jennings eds., San Diego, Academic Press.
- Feigl, K. L., F. Sarti, H. Vadon, S. McClusky, S. Ergintav, P. Durand, R. Bürgmann, A. Rigo, D. Massonnet et R. Reilinger (2002). Estimating slip distribution for the Izmit mainshock from coseismic GPS, ERS-1, RADARSAT, and SPOT measurements. Bulletin of the Seismological Society of America **92**(1): pp. 138-160.
- Ferretti, A., C. Prati et F. Rocca (1999a). Multibaseline inSAR DEM reconstruction : The wavelet approach. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **37**(2): pp. 705-715.
- Ferretti, A., C. Prati et F. Rocca (1999b). Non-uniform Motion Monitoring Using the Permanent Scatterers Technique. in: *Fringe 99 workshop Proc.: Advancing ERS SAR Interferometry from Applications towards Operations, Liège, Belgium (10 - 12 November 1999)*, ESA Special Publication, **478**, European Space Agency.
- Ferretti, A., F. Ferrucci, C. Prati et F. Rocca (2000a). SAR analysis of Building collapse by means of the permanent scatterers technique. in: *IGARSS 2000. IEEE 2000 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Honolulu, HI, USA (24-28 July 2000)* vol. 7 pp. 3219-3221.
- Ferretti, A., C. Prati et F. Rocca (2000b). Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **38**(5): pp. 2202-2212.
- Ferretti, A., C. Prati, F. Rocca et C. Colesanti (2000c). Validation of the permanent scatterers technique in urban areas. in: *ERS-ENVISAT symposium Proc.: looking down to earth in the new millennium, Gothenburg, Sweden (16-20 Oct. 2000)*, ESA Special Publication, **461**, European Space Agency.
- Ferretti, A., C. Prati et F. Rocca (2001). Permanent scatterers in SAR interferometry. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **39**(1): pp. 8-20.

Bibliographie

- Fialko, Y., M. Simons et D. Agnew (2001). The complete (3-D) surface displacement field in the epicentral area of the 1999 M/sub w/7.1 Hector Mine earthquake, California, from space geodetic observations. Geophysical Research Letters **28**(16): pp. 3063-6.
- Fialko, Y., D. Sandwell, D. C. Agnew, M. Simons, P. Shearer et B. Minster (2002). Deformation on nearby faults induced by the 1999 Hector Mine earthquake. Science **297**(5588): pp. 1858-62.
- Font, Y., S. Lallemand et J. Angelier (1999). Etude de la transition entre l'orogène actif de Taiwan et la subduction des Ryukyu - Apport de la sismicité. Bulletin de la Société Géologique de France **170**(3): pp. 271-283.
- Font, Y. (2001). Contribution à l'étude de la terminaison ouest de la zone de subduction des Ryukyus au niveau de la collision active arc-continent à Taiwan: Apports de la sismique réflexion et de la relocalisation hypocentrale., S. Lallemand th. dir., Laboratoire de Géophysique, Tectonique et Sédimentologie, Université de Montpellier, France, 281 p.
- Ford, A. L. J., R. R. Forster et R. L. Bruhn (2003). Ice surface velocity patterns on Seward Glacier, Alaska/Yukon, and their implications for regional tectonics in the Saint Elias Mountains. Annals of Glaciology **36**: pp. 21-28.
- Fornaro, G., R. Lanari, E. Sansosti, F. Serafino et S. Usai (2003). Monitoring Areal Deformation Via Multipass SAR Differential Interferometry. in: IGARSS 2003. IEEE 2003 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Toulouse, France (21-25 July 2003), TH01_1100.
- Fruneau, B. et F. Sarti (2000a). Detection of ground subsidence in the city of Paris using radar interferometry: isolation of deformation from atmospheric artifacts using correlation. Geophysical Research Letters **27**(24): pp. 3981-3984.
- Fruneau, B. et F. Sarti (2000b). A method for the automatic characterization of interferometric fringes free of atmospheric artifacts : application to the study if the subsidences on the city of Paris. in: CEOS SAR workshop Proc., Toulouse, France (26-29 October 1999), ESA Special Publication, **450**: pp. 679-685, European Space Agency.
- Fruneau, B., F. Sarti, E. Pathier, B. Deffontaines et D. Raymond (2000). Study of surface displacements in urban context with SAR interferometry: Application to the cities of Paris (France) and Tainan (Taiwan). in: ERS-ENVISAT symposium Proc.: looking down to earth in the new millennium, Gothenburg, Sweden (16-20 Oct. 2000), ESA Special Publication, **461**, European Space Agency.
- Fruneau, B., E. Pathier, D. Raymond, B. Deffontaines, C. T. Lee, H. T. Wang, J. Angelier, J. P. Rudant et C. P. Chang (2001). Uplift of Tainan Tableland (SW Taiwan) revealed by SAR interferometry. Geophysical Research Letters **28**(16): pp. 3071-3074.
- Fujiwara, S., H. Yarai, S. Ozawa, M. Tobita, M. Murakami, H. Nakagawa, K. Nitta, P. A. Rosen et C. L. Werner (1998). Surface displacement of the March 26, 1997 Kagoshima-Kenhokuseibu earthquake in Japan from synthetic aperture radar interferometry. Geophysical Research Letters **25**(24): pp. 4541-4.
- Fujiwara, S., M. Tobita, M. Murakami, H. Nakagawa et P. A. Rosen (1999). A way of estimating the baseline and atmosphere-terrain correction in the interferometric SAR. Japanese Geodetic review **45**(4): pp. 315-325.
- Fujiwara, S., T. Nishimura, M. Murakami, H. Nakagawa, M. Tobita et P. A. Rosen (2000). 2.5-D surface deformation of M6.1 earthquake near Mt Iwate detected by SAR interferometry. Geophysical Research Letters **27**(14): pp. 2049-52.

Bibliographie

- Gabriel, A. K., R. M. Goldstein et H. A. Zebker (1989). Mapping small elevation changes over large areas; differential radar interferometry. Journal of Geophysical Research (B: Solid Earth Planet) **94**(7): pp. 9183-9191.
- Gatelli, F., M. A. Guarnieri, F. Parizzi, P. Pasquali, C. Prati et F. Rocca (1994). The wavenumber shift in SAR interferometry. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **32**(4): pp. 855-865.
- Genrich, J. F., Y. Bock et R. G. Mason (1997). Crustal deformation across the Imperial Fault: results from kinematic GPS surveys and trilateration of a densely spaced, small-aperture network. Journal of Geophysical Research **102**(B3): pp. 4985-5004.
- GFZ/D-PAF GeoForschungsZentrum Potsdam (1999). DLR precise orbits (ERS-1.ORB.PRC) (acceded in 2000). ESA/ESRIN.
- Ghiglia, D. C. et M. D. Pritt (1998). Two-dimensional phase unwrapping: theory, algorithms, and software, John Wiley & Sons, Inc, New York
- Goldstein, R. M. et H. A. Zebker (1987). Interferometric radar measurement of ocean surface currents. Nature (London) **328**(6132): pp. 707-709.
- Goldstein, R. M., H. A. Zebker et C. L. Werner (1988). Satellite radar interferometry: two-dimensional phase unwrapping. Radio Science **23**(4): pp. 713-720.
- Goldstein, R. M. (1995). Atmospheric limitations to repeat-track radar interferometry. Geophysical Research Letters **22**(18): pp. 2517-20.
- Goldstein, R. M. et C. L. Werner (1998). Radar interferogram filtering for geophysical applications. Geophysical Research Letters **25**(21): pp. 4035-4038.
- Gong, S. Y., T. Y. Lee, J. C. Wu, S. W. Wang et K. M. Yang (1995). Possible links between Plio-Pleistocene reef development and thrust migration in the Southwestern Taiwan. in: 3rd Sino-French Symposium, ACT Symp. Proc., Taipei (March 1995) pp. 113-119.
- Gray, A. L. et P. J. Farris-Manning (1993). Repeat-Pass interferometry with airborne synthetic aperture radar. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **31**: pp. 180-191.
- Guarnieri, M. A. et C. Prati (1997). SAR interferometry : A "quick and dirty" coherence estimator for data browsing. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **35**(3): pp. 660-669.
- Hall, R. (2002). Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations. Journal of Asian Earth Sciences **20**(4): pp. 353-431.
- Hanssen, R. F., T. M. Weckwerth, H. A. Zebker et R. Klees (1999). High-resolution water vapor mapping from interferometric radar measurements. Science **283**(5406): pp. 1297-1299.
- Hanssen, R. F. (2001). Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis. Remote Sensing and Digital Image Processing, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 308.
- Henderson, F. M. et A. J. Lewis, Eds. (1998). Principles and Applications of Imaging Radar. Manual of Remote Sensing **2**. New York, Wiley.
- Hernandez, B., F. Cotton, M. Campillo et D. Massonnet (1997). A comparison between short-term (coseismic) and long-term (1 year) slip for the Landers earthquake; measurements from strong motion and SAR interferometry. Geophysical Research Letters **24**(13): pp. 1579-1582.

Bibliographie

- Hernandez, B., F. Cotton et M. Campillo (1999). Contribution of radar interferometry to a two-step inversion of the kinematic process of the 1992 Landers earthquake. Journal of Geophysical Research **104**(B6): pp. 13083-13099.
- Ho, C. S. (1971). The Tertiary basins of Taiwan. Bulletin of the Geological Survey of Taiwan **23**: pp. 1-52.
- Ho, C. S. (1975). An introduction to the geology of Taiwan: explanatory text of the geologic map of Taiwan, Ministry of Economic Affairs, Taipei, Taiwan, 153.
- Ho, C. S. (1986). A synthesis of the geologic evolution of Taiwan. Tectonophysics **125**: pp. 1-16.
- Hsieh, S. H. (1972). Subsurface geology and gravity anomalies of the Tainan and Chungchou structures of the Coastal Plain of southwestern Taiwan. Petroleum Geology of Taiwan **10**: pp. 323-338.
- Hsu, T. L. et H. C. Chang (1979). Quaternary faulting in Taiwan. Memoirs of the Geological Society of China **3**: pp. 155-165.
- Hsu, Y. J., S. B. Yu, L. C. Kuo, H. Y. Chen et K. F. Ma (2001). Postseismic deformation following the 1999 Chi-Chi, Taiwan Earthquake. in: 2001 Joint Geosciences Assembly, Int. Symposium on earthquake and active tectonics Proc., Taipei p. 12.
- Hsu, Y. J., N. Bechor, P. Segall, S. B. Yu, L. C. Kuo et K. F. Ma (2002). Rapid afterslip following the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake. Geophysical Research Letters **29**(16): pp. 1.1-1.4.
- Hu, J. C., S. B. Yu, J. Angelier et H. T. Chu (2001). Active deformation of Taiwan from GPS measurements and numerical simulations. Journal of Geophysical Research **106**(B2): pp. 2265-2280.
- Hu, J.-C., J. Angelier et S.-B. Yu (1997). An interpretation of the active deformation of southern Taiwan based on numerical simulation and GPS studies. Tectonophysics **274**(1-3): pp. 145-169.
- Huang, C. Y., W. Y. Wu, C. P. Chang, S. Tsao, P. B. Yuan, C. W. Lin et K. Y. Xia (1997). Tectonic evolution of accretionary prism in the arc-continent collision Terrane of Taiwan. Tectonophysics **281**: pp. 31-51.
- Huang, S. T., R. C. Chen et W. R. Chi (1993). Inversion tectonics and evolution of the northern Taihsi Basin, Taiwan. Petroleum Geology of Taiwan **28**: pp. 15-46.
- Jacobs, A., D. Sandwell, Y. Fialko et L. Sichoix (2002). The 1999 (Mw 7.1) Hector Mine, California, earthquake: near-field postseismic deformation from ERS interferometry. Bulletin of the Seismological Society of America **92**(4): pp. 1433-42.
- Jahn, B. M., F. Martineau, J. J. Peucat et J. Cornichet (1986). Geochronology of the Tananao schist complex, Taiwan and its regional significance. Tectonophysics **125**: pp. 103-124.
- Jakowatz, C. V. (1996). Spotlight-mode synthetic aperture radar : a signal processing approach, Kluwer Academic Publishers, Boston, 429.
- Ji, C., D. V. Helmberger, T. R. A. Song, K. F. Ma et D. J. Wald (2001). Slip distribution and tectonic implication of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake. Geophysical Research Letters **28**(23): pp. 4379-4382.

Bibliographie

- Johnson, K. M., Y. J. Hsu, P. Segall et S. B. Yu (2001). Fault geometry and slip distribution of the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake imaged from inversion of GPS data. Geophysical Research Letters **28**(11): pp. 2285-2288.
- Just, D. et R. Bamler (1994). Phase statistics of interferograms with applications to synthetic aperture radar. Applied Optics **33**(20): pp. 4361-4368.
- Kampes, B. M. et N. Adam (2003). Velocity Field Retrieval from Long Term Coherent Points in Radar Interferometric Stacks. in: IGARSS 2003. IEEE 2003 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Toulouse, France (21-25 July 2003), WE01_1620.
- Kao, H., S. S. J. Shen et K. F. Ma (1998). Moment-tensor inversion for off-shore earthquakes east of Taiwan and their implications to regional collision. Journal of Geophysical Research **103**(B4): pp. 7211-7229.
- Kao, H. et P. R. Jian (1999). Source Parameters of Regional Earthquakes In Taiwan: July 1995 - December 1996. Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences **10**(3): pp. 585-604.
- Kao, H. et W. P. Chen (2000). The Chi-Chi earthquake sequence: Active, out-of-sequence thrust faulting in Taiwan. Science **288**(5475): pp. 2346-2349.
- Kao, H. et J. Angelier (2001). Stress tensor inversion for the Chi-Chi earthquake sequence and its implications on regional collision. *Dedicated issue on the Chi-Chi, Taiwan earthquake of 20 September 1999*, Bulletin of the Seismological Society of America **91**(5): pp. 1028-1040.
- Kao, H. et P. R. Jian (2001). Seismogenic patterns in the Taiwan region: insights from source parameter inversion of BATS data. Tectonophysics **333**: pp. 179-198.
- Kato, T. et G. S. El Fiky (2000). Strain rate distribution in Taiwan before the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake derived from GPS observations. Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokio **75**: pp. 93-104.
- Klinger, Y., R. Michel et J. P. Avouac (2000). Co-seismic deformation during the Mw 7.3 Aqaba earthquake (1995) from ERS-SAR interferometry. Geophysical Research Letters **27**(22): pp. 3651-3654.
- Kohlhase, A., K. L. Feigl, D. Massonnet et A. Ferretti (2003). Estimating orbital trajectories from fringe gradients in SAR interferograms for measuring crustal strain. in: IGARSS 2003. IEEE 2003 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Toulouse, France (21-25 July 2003), I_D12_05.
- Kontoes, C., P. Elias, O. Sykioti, P. Briole, D. Remy, M. Sachpazi, G. Veis et I. Kotsis (2000). Displacement field and fault model for the September 7, 1999 Athens earthquake inferred from ERS2 satellite radar interferometry. Geophysical Research Letters **27**(24): pp. 3989-3992.
- Krieger, G., H. Fiedler, D. Hounam et A. Moreira (2003). Analysis of System Concepts for Bi- and Multi-Static SAR Missions. in: IGARSS 2003. IEEE 2003 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Toulouse, France (21-25 July 2003), WE05_0820.
- Lacombe, O., J. Angelier, H.-W. Chen, B. Deffontaines, H. T. Chu et M. Rocher (1997). Syndepositional tectonics and extension-compression relationships at the front of the Taiwan collision belt: a case study in the Pleistocene reefal limestones near Kaohsiung, SW Taiwan. Tectonophysics **274**(1-3): pp. 83-96.

Bibliographie

- Lacombe, O. et F. Mouthereau (1999). Qu' est-ce que le front des orogenes ? L' exemple de l' orogene pyreneen. Comptes rendus de l'Académie des sciences (Serie II Sciences de la terre et des planètes) **329**(12): pp. 889-896.
- Lacombe, O., F. Mouthereau, B. Deffontaines, J. Angelier, H. T. Chu et C. T. Lee (1999). Geometry and Quaternary kinematics of fold-and-thrust units of southwestern Taiwan. Tectonics **18**(6): pp. 1198-223.
- Lacombe, O., F. Mouthereau, J. Angelier et B. Deffontaines (2001). Structural, geodetic and seismological evidence for tectonic escape in SW Taiwan. Tectonophysics **333**(1-2 Special Iss.): pp. 323-345.
- Lacombe, O. et F. Mouthereau (2002). Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees). Tectonics **21**(4): pp. Nil_385-Nil_406.
- Lacombe, O., J. Angelier, F. Mouthereau, H. T. Chu, J. C. Lee, B. Deffontaines, M. Rocher, R. F. Chen et L. Siame (2003). The Liuchiu Hsu island offshore SW Taiwan : tectonic vs diapiric anticline development and comparisons with onshore structures. Comptes rendus de l'Académie des sciences (Serie II Sciences de la terre et des planètes) **submitted**(??): p.??
- Lallemand, S. (2000). Was the 1999 Chi-Chi Earthquake in Taiwan a “Subduction Earthquake” ?, Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences **11**(3): pp. 709-720.
- Lallemand, S., Y. Font, H. Bijwaard et H. Kao (2001a). New insights on 3-D plates interaction near Taiwan from tomography and tectonic implications. Tectonophysics **335**(3-4): pp. 229-253.
- Lallemand, S., C. S. Liu, J. Angelier et Y. B. Tsai, Eds. (2001b). Special Issue Active subduction and collision in Southeast Asia (SEASIA). Tectonophysics **333**.
- Le Pichon, X. (2001). Cours du Collège de France : La subduction-collision : Japon, Taiwan, accessible sur internet : <http://www.cdf.u-3mrs.fr/~lepichon/> (dernier accès: 2004).
- Leberl, F. (1990). Radargrammetric Image Processing, Artech House, Norwood
- Lee, C. T., C. Cheng, C. Liao et S. Wen (2001). A Growing Anticline in Tainan City, Taiwan. Suppl. AGU 2001 fall meeting, EOS Transactions of the American Geophysical Union **87**(47): pp. abstract T32A-0879.
- Lee, J. C., J. Angelier, H. T. Chu, S. B. Yu et J. C. Hu (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): pp. 859-71.
- Lee, J. C., F. S. Jeng, H. T. Chu, J. Angelier et J. C. Hu (2000). A rod-type creepmeter for measurement of displacement in active fault zone. Earth, Planets and Space **52**(5): pp. 321-8.
- Lee, J. C., J. Angelier, H. T. Chu, J. C. Hu et F. S. Jeng (2001a). Continuous monitoring of an active fault in a plate suture zone: a creepmeter study of the Chihshang Fault, eastern Taiwan. Tectonophysics **333**(1-2): pp. 219-240.
- Lee, J. C., Y. G. Chen, K. Sieh, K. Mueller, W. S. Chen, H. T. Chu, Y. C. Chan, C. Rubin et R. Yeats (2001b). A vertical exposure of the 1999 surface rupture of the Chelungpu Fault at Wufeng, western Taiwan; structural and paleoseismic implications for an active thrust fault. Dedicated issue on the Chi-Chi, Taiwan earthquake of 20 September 1999, Bulletin of the Seismological Society of America **91**(5): pp. 914-929.

Bibliographie

- Lee, J.-C. (1994). Structure et déformation active d'un orogène: Taiwan (in French), Ph.D. Thesis, J. Angelier th. dir., Laboratoire de Tectonique, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, 271 p.
- Lee, J.-C., C.-Y. Lu, H.-T. Chu, B. Delcaillau, J. Angelier et B. Deffontaines (1996). Active deformation and paleostress analysis in the Pakua anticline area, western Taiwan. Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences 7(4): pp. 431-446.
- Lee, J.-C., B. Deffontaines, J. Angelier, H. T. Chu, J.-C. Hu, O. Lacombe, F. Mouthereau, Y. H. Yeh, D. Bureau, J. Carvalho, B. Delcaillau, C.-Y. Lu, P. M. Liew, J. P. Rudant, F. K. Li, J. C. Jeng et C.-T. Lee (1997). Carte morphonéotectonique de Taiwan - Morphoneotectonic map of Taiwan. Taipei, Taiwan, Central Geol. Survey Taiwan / Minist. Economic Affairs.
- Lee, J.-C., H.-T. Chu, J. Angelier, Y. C. Chan, J.-C. Hu, C. Y. Lu et R. J. Rau (2002). Geometry and structure of northern surface ruptures of the 1999 Mw=7.6 Chi-Chi Taiwan earthquake: influence from inherited fold belt structures. Journal of Structural Geology 24(1): pp. 173-192.
- Lee, T. Y., C. H. Tang, J. S. Ting et Y. Y. Hsu (1993). Sequence stratigraphy of the Tainan Basin, offshore SW Taiwan. Petroleum Geology of Taiwan 28: pp. 119-158.
- Lee, T. Y., Y. Y. Hsu et C. H. Tang (1995). Structural geometry of the deformation front between 22°N and 23°N and migration of the Penghu canyon, offshore southwestern Taiwan arc-continent collision zone. in: 3rd Sino-French Symposium, ACT Symp. Proc., Taipei (March 1995) pp. 219-227.
- Lee, Y.-H., M.-L. Hsieh, S.-D. Lu, T.-S. Shih, W.-Y. Wu, Y. Sugiyama, T. Azuma et Y. Kariya (2003). Slip vectors of the surface rupture of the 1999 Chi-Chi earthquake, western Taiwan. Journal of Structural Geology 25(11): pp. 1917-1931.
- Letouzey, J. et M. Kimura (1985). The Okinawa trough genesis, structure and evolution of the back-arc basin developed in a continent. Marine Petroleum Geology 2: pp. 111-130.
- Li, F. K. et R. M. Goldstein (1990). Studies of multibaseline spaceborne interferometric synthetic aperture radars. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 28(1): pp. 88-97.
- Liew, P. M., M. L. Hsieh et C. K. Lai (1990). Tectonic significance of Holocene marine terraces in the Coastal Range, eastern Taiwan. Tectonophysics 183: pp. 121-127.
- Lin, A., T. Ouchi, A. Chen et T. Maruyama (2001). Co-seismic displacements, folding and shortening structures along the Chelungpu surface rupture zone occurred during the 1999 Chi-Chi (Taiwan) earthquake. Tectonophysics 330(3-4): pp. 225-244.
- Liu, C. C. (1995). The Ilan plain and the southwestward extending Okinawan Trough. Journal of the Geological Society of China 38(3): pp. 229-242.
- Liu, C. S., I. L. Huang et L. S. Teng (1997). Structural features off southwestern Taiwan. Marine Geology 137: pp. 305-319.
- Liu, T. K. (1982). Tectonic implications of fission track ages from the Central Range, Taiwan. Proc. Geol. Soc. China 25: pp. 22-37.
- Loevenbruck, A. et R. Cattin (2001). Slip distribution of the 21 September earthquake in Taiwan from inversion of GPS and SPOT images. Suppl. AGU 2001 fall meeting, EOS Transactions of the American Geophysical Union 87(47): pp. F1177, abstract T32A-0871.

Bibliographie

- Loevenbruck, A., R. Cattin, X. Le Pichon, M. L. Courty et S. B. Yu (2001). Seismic cycle in Taiwan derived from GPS measurements. *Conférence-debat de l'academie des sciences, Failles et seismes, Paris, France (20 mars 2000)*, Comptes rendus de l'Académie des sciences (Serie II Sciences de la terre et des planètes) **333**(1): pp. 57-64.
- Lohman, R. B., M. Simons et B. Savage (2002). Location and mechanism of the Little Skull Mountain earthquake as constrained by satellite radar interferometry and seismic waveform modeling. Journal of Geophysical Research **107**(B6): pp. Etg7.1-Etg7.10.
- Lu, C. Y. et K. J. Hsü (1992). Tectonic evolution of the Taiwan mountain belt. Petroleum Geology of Taiwan **27**: pp. 21-46.
- Lu, C. Y. et J. Malavieille (1994). Oblique convergence, indentation and rotation tectonics in the Taiwan Mountain Belt: Insights from experimental modelling. Earth and Planetary Science Letters **121**(3-4): pp. 477-494.
- Lu, C. Y., F. S. Jeng, K. J. Chang et W. T. Jian (1998). Impact of basement high on the structure and kinematics of the western Taiwan thrust wedge: Insights from sandbox models. Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences **9**: pp. 533-550.
- Lu, Z., C. J. Wicks, J. A. Power et D. Dzurisin (2000). Ground deformation associated with the March 1996 earthquake swarm at Akutan volcano, Alaska, revealed by satellite radar interferometry. Journal of Geophysical Research **105**(B9): pp. 21483-21495.
- Lundberg, N., D. L. Reed, C. C. Liu et J. H. Lieskes (1997). Forearc-basin closure and arc accretion in the submarine suture zone south of Taiwan. Tectonophysics **274**: pp. 5-24.
- Lyons, S. N. et D. T. Sandwell (2003). Fault creep along the southern San Andreas from interferometric synthetic aperture radar, permanent scatterers, and stacking. Journal of Geophysical Research **108**(B1): pp. Etg11.1-Etg11.24.
- Lyuboshenko, I. et H. Maitre (1999). Phase unwrapping for interferometric synthetic aperture radar by use of Helmholtz equation eigenfunctions and the first Green's identity. Journal of the Optical Society of America (A: Optics and image science) **16**(2): pp. 378-395.
- Ma, K. F., J. Mori, S. J. Lee et S. B. Yu (2001). Spatial and temporal distribution of slip for the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Dedicated issue on the Chi-Chi, Taiwan earthquake of 20 September 1999*, Bulletin of the Seismological Society of America **91**(5): pp. 1069-1087.
- Madsen, S. N., H. A. Zebker et J. M. Martin (1993). Topographic mapping using radar interferometry: processing techniques. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **31**(1): pp. 246-56.
- Malassingne, C., F. Lemaitre, P. Briole et O. Pascal (2001). Potential of ground based radar for the monitoring of deformation of volcanoes. Geophysical Research Letters **28**(5): pp. 851-854.
- Malavieille, J., S. E. Lallemand, S. Dominguez, A. Deschamps, C. Y. Lu, C. S. Liu et P. Schnürle (2002). Arc-continent collision in Taiwan: new marine observations and tectonic evolution. in: *Geology and Geophysics of an Arc-Continent collision, Taiwan, Republic of china, Geological Society of America Special Paper*, **358**: pp. 189-213, T. B. Byrne et C. S. Liu eds., Boulder, Colorado, Geological Society of America.
- Mallorqui, J. J., P. Blanco, A. Broquetas et O. Mora (2003). Phase statistics and quality evaluation of deformation maps with multiple-image differential interferometry. in: IGARSS 2003. IEEE 2003 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Toulouse, France (21-25 July 2003), I_F11_03.

- Massonnet, D. et T. Rabaute (1993). Radar interferometry: limits and potential. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **31**(2): pp. 455-64.
- Massonnet, D., M. Rossi, C. Carmona, F. Adragna, G. Peltzer, K. L. Feigl et T. Rabaute (1993). The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. Nature (London) **364**(6433): pp. 138-142.
- Massonnet, D., F. Adragna et M. Rossi (1994a). CNES general-purpose SAR correlator. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **32**(3): pp. 636-643.
- Massonnet, D., K. L. Feigl, M. Rossi et F. Adragna (1994b). Radar interferometric mapping of deformation in the year after the Landers earthquake. Nature (London) **369**(6477): pp. 227-230.
- Massonnet, D. et K. L. Feigl (1995a). Satellite radar interferometric map of the coseismic deformation field of the M = 6.1 Eureka Valley, California earthquake of May 17, 1993. Geophysical Research Letters **22**(12): pp. 1541-1544.
- Massonnet, D. et K. L. Feigl (1995b). Discrimination of geophysical phenomena in satellite radar interferograms. Geophysical Research Letters **22**(12): pp. 1537-1540.
- Massonnet, D. et H. Vadon (1995). ERS-1 internal clock drift measured by interferometry. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **33**(2): pp. 401-408.
- Massonnet, D., K. L. Feigl, H. Vadon et M. Rossi (1996a). Coseismic deformation field of the M = 6.7 Northridge, California earthquake of January 17, 1994 recorded by two radar satellites using interferometry. Geophysical Research Letters **23**(9): pp. 969-972.
- Massonnet, D., W. Thatcher et H. Vadon (1996b). Detection of postseismic fault-zone collapse following the Landers earthquake. Nature (London) **382**(6592): pp. 612-616.
- Massonnet, D., H. Vadon et M. Rossi (1996c). Reduction of the need for phase unwrapping in radar interferometry. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **34**(2): pp. 489-497.
- Massonnet, D. et K. L. Feigl (1998). Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. Reviews of Geophysics **36**(4): pp. 441-500.
- Massonnet, D. (2001). Capabilities and limitations of the interferometric cartwheel. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **39**(3): pp. 506-520.
- Mayer, L. et Z. Lu (2001). Elastic rebound following the Kocaeli earthquake, Turkey, recorded using synthetic aperture radar interferometry. Geology **29**(6): pp. 495-498.
- McCalpin, J. P. (1996). Application of paleoseismic data to seismic hazard assessment and neotectonic research. in: *Paleoseismology*: pp. 439-493, J. P. McCalpin ed., New York, Academic Press.
- Meghraoui, M. (2001). Failles actives et trace des séismes en surface : l'approche paléosismologique. *conférence-debat de l'academie des sciences, Failles et séismes, Paris, France (20 mars 2000)*, Comptes rendus de l'Académie des sciences (Serie II Sciences de la terre et des planètes) **333**(9): pp. 495-511.
- Meyer, B., R. Armijo, D. Massonnet, J. B. de Chabaliér, C. Delacourt, J. C. Ruegg, J. Achache et D. Papanastassiou (1998a). Results from combining tectonic observations and SAR interferometry for the 1995 Grevena earthquake; a summary. *INQUA Neotectonic Commission parallel session on*

- Earthquake geology, Results of the May 13, 1995 Kozani-Grevena earthquake*, Journal of Geodynamics **26**(2-4): pp. 255-259.
- Meyer, B., R. Armijo, D. Massonnet, J. B. de Chabaliér, C. Delacourt, J. C. Ruegg, J. Achache et D. Papanastassiou (1998b). Comment on: Geodetic investigation of the 13 May Kozani-Grevena (Greece) earthquake., Geophysical Research Letters **25**(1): pp. 129-130.
- Meyer, F. (2003). Multi-temporal repeat-pass interferometry for an improved analysis of arctic glaciers. in: IGARSS 2003. IEEE 2003 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Toulouse, France (21-25 July 2003), I_F11_04.
- Michel, R. (1997). Les mesures de mouvements par imagerie SAR et leur exploitation en glaciologie et en sismotectonique (in French), Ph.D. Thesis, J. Taboury th. dir., Université Paris XI, Orsay, France, 180 p.
- Michel, R., J. P. Avouac et J. Taboury (1999). Measuring ground displacements from SAR amplitude images : application to the Landers earthquake. Geophysical Research Letters **26**(7): pp. 875-878.
- Michel, R. et E. Rignot (1999). Flow of Glaciar Moreno, Argentina, from repeat-pass Shuttle Imaging Radar images : comparison of the phase correlation method with radar interferometry. Journal of Glaciology **45**(149): pp. 93-100.
- Michel, R. et J. P. Avouac (2002). Deformation due to the 17 August 1999 Izmit, Turkey, earthquake measured from SPOT images. Journal of Geophysical Research **107**(B4): pp. E2-1-E2-7.
- Moisseev, D. et R. F. Hanssen (2003). Influence of hydrometeors on InSAR observations. in: IGARSS 2003. IEEE 2003 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Toulouse, France (21-25 July 2003), I_D12_08.
- Moisseev, D., R. F. Hanssen et J. Sabater (2003). Towards an atmosphere free interferogram; first comparison between ENVISAT's ASAR and MERIS water vapor observations. in: IGARSS 2003. IEEE 2003 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Toulouse, France (21-25 July 2003), I_B07_01.
- Mouthereau, F., J. Angelier, B. Deffontaines, O. Lacombe, H. T. Chu, B. Colletta, J. Deramond, M. S. Yu et J. F. Lee (1996). Cinématique actuelle et récente du front de chaîne de Taiwan. Comptes rendus de l'Académie des sciences (Serie II Sciences de la terre et des planètes) **323**(8): pp. 713-719.
- Mouthereau, F., O. Lacombe, B. Deffontaines, J. Angelier, H. T. Chu et C. T. Lee (1999). Quaternary transfer faulting and belt front deformation at Pakuashan (western Taiwan). Tectonics **18**(2): pp. 215-30.
- Mouthereau, F. (2000). Evolution structurale et cinématique récente à actuelle de l'avant-pays plissé d'une chaîne de collision oblique : Taiwan., Ph.D. Thesis, J. Angelier th. dir., Laboratoire de Tectonique, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, 475 p.
- Mouthereau, F., J. Angelier et J.-C. Lee (2001a). Le séisme du 21 septembre 1999 : influence de l'héritage structural et implication du socle au front de la chaîne de Taiwan., Comptes rendus de l'Académie des sciences (Série II Sciences de la terre et des planètes) **333**(1): pp. 93-103.
- Mouthereau, F., O. Lacombe, B. Deffontaines, J. Angelier et S. Brusset (2001b). Deformation history of the southwestern Taiwan foreland thrust belt: insights from tectono-sedimentary analyses and balanced cross-sections. Tectonophysics **333**(1-2 Special Iss.): pp. 293-300,305-322.

Bibliographie

- Mouthereau, F., B. Deffontaines, O. Lacombe et J. Angelier (2002). Variations along the strike of the Taiwan thrust belt: basement control on structural style, wedge geometry, and kinematics. in: *Geology and Geophysics of an Arc-Continent collision, Taiwan, Republic of china, Geological Society of America Special Paper*, **358**: pp. 35-58, T. B. Byrne et C. S. Liu eds., Boulder, Colorado, Geological Society of America.
- Murakami, M., M. Tobita, S. Fujiwara, T. Saito et H. Masaharu (1996). Coseismic crustal deformations of 1994 Northridge, California, earthquake detected by interferometric JERS 1 synthetic aperture radar. *Journal of Geophysical Research* **101**(B4): pp. 8605-14.
- Nishimura, T., S. Fujiwara, M. Murakami, M. Tobita, H. Nakagawa, T. Sagiya et T. Tada (2001). The M6.1 earthquake triggered by volcanic inflation of Iwate volcano, northern Japan, observed by satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters* **28**(4): pp. 635-8.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* **75**(4): pp. 1135-54.
- Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* **82**(2): pp. 1018-40.
- Ozawa, S., M. Murakami, S. Fujiwara et M. Tobita (1997). Synthetic aperture radar interferogram of the 1995 Kobe earthquake and its geodetic inversion. *Geophysical Research Letters* **24**(18): pp. 2327-30.
- Paillou, P. et A. Rosenqvist (2003). A JERS-1 radar mosaic for subsurface geology mapping in East Sahara. in: *IGARSS 2003. IEEE 2003 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Toulouse, France (21-25 July 2003)*, FR10_0940.
- Pathier, E., B. Fruneau, B. Deffontaines, D. Raymond, J. P. Rudant, H. Chakroun, C. T. Lee, H. T. Wang et J. Angelier (2000). Néotectonique du SW de Taiwan, Apports de l'interférométrie et du GPS. in: *RST 2000, 18e Reunion des Sciences de la Terre Résumés, Paris, France (avril 2000)* p. 135.
- Pathier, E., B. Fruneau, B. Deffontaines, C. T. Lee, J. Angelier, D. Raymond et S. B. Yu (2001a). Coseismic regional surface deformation of the footwall of the Chelungpu Fault after the 1999 Chi-Chi earthquake (Taiwan) from InSAR and GPS data. in: *2001 Joint Geosciences Assembly, Int. Symposium on Earthquake and Active Tectonics Proc., Taipei (sept. 2001)* pp. 22-24.
- Pathier, E., B. Fruneau, B. Deffontaines, D. Raymond et J. Angelier (2001b). The September 21, 1999 Chichi Earthquake (Taiwan) : Contribution of InSar Interferometry to Analyse Permanent Ground Deformations. in: *EUG XI Proc., Strasbourg, France (Avril 2001)* vol. J. Conf. Abs. 6(1), 298.
- Pathier, E., B. Fruneau, J. Angelier, C. T. Lee et D. Raymond (2002a). Deux exemples d'application de l'interférométrie radar satellitaire à l'étude des déplacements tectoniques à Taiwan : le séisme de Chi-Chi et la croissance d'un anticlinal de front de chaîne sous la ville de Tainan. in: *RST 2002, 19e Reunion des Sciences de la Terre Résumés, Nantes, France* p. 191.
- Pathier, E., B. Fruneau, B. Deffontaines, J. Angelier, C. T. Lee et D. Raymond (2002b). InSAR Coseismic displacements of the footwall of the Chelungpu fault caused by the 1999, Chi-Chi, earthquake and comparisons with fault slip models. *Abstr. 27th General Assembly of the European Geophysical Society, Nice, France (21-26 April 2002)*, *Geophysical Research Abstracts* **4**: pp. Abstract number: EGS02-A-03231.
- Pathier, E., B. Fruneau, B. Deffontaines et J. Angelier (2003a). Contributions of INSAR to study active tectonics of Taiwan. in: *IGARSS 2003. IEEE 2003 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Toulouse, France (21-25 July 2003)*, TU02_1120.

- Pathier, E., B. Fruneau, B. Deffontaines, J. Angelier, C. P. Chang, S. B. Yu et C. T. Lee (2003b). 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): pp. 73-88.
- Pedersen, R., F. Sigmundsson, K. L. Feigl et T. Arnadottir (2001). Coseismic interferograms of two Ms = 6.6 earthquakes in the South Iceland Seismic Zone, June 2000. Geophysical Research Letters **28**(17): pp. 3341-3344.
- Pedersen, R., S. Jonsson, T. Arnadottir, F. Sigmundsson et K. L. Feigl (2003). Fault slip distribution of two June 2000 MW6.5 earthquakes in South Iceland estimated from joint inversion of InSAR and GPS measurements. Earth and Planetary Science Letters **213**(3-4): pp. 487-502.
- Pelletier, B. et J. F. Stephan (1986). Middle Miocene obduction and late Miocene beginning of collision registered in the Hengchun peninsula : geodynamic implications for the evolution of Taiwan. Tectonophysics **125**(1-3): pp. 133-160.
- Peltzer, G., K. W. Hudnut et K. L. Feigl (1994). Analysis of coseismic surface displacement gradients using radar interferometry : new insights in to the Landers earthquake. Journal of Geophysical Research **99**(B11): pp. 21971-21981.
- Peltzer, G. et P. A. Rosen (1995). Surface displacement of the 17 May 1993 Eureka Valley, California, earthquake observed by SAR interferometry. Science **268**(5215): pp. 1333-1336.
- Peltzer, G., P. A. Rosen, F. Rogez et K. W. Hudnut (1996). Postseismic rebound in fault step-overs caused by pore fluid flow. Science **273**(5279): pp. 1202-1204.
- Peltzer, G., P. A. Rosen, F. Rogez et K. W. Hudnut (1998). Poroelastic rebound along the Landers 1992 earthquake surface rupture. Journal of Geophysical Research **103**(B12): pp. 30131-30145.
- Peltzer, G., F. Crampe et G. King (1999). Evidence of nonlinear elasticity of the crust from the Mw7.6 Manyi (Tibet) Earthquake. Science **286**(5438): pp. 272-276.
- Peltzer, G., F. Crampe, S. Hensley et P. A. Rosen (2001a). Transient strain accumulation and fault interaction in the Eastern California shear zone. Geology **29**(11): pp. 975-978.
- Peltzer, G., F. Crampe et P. A. Rosen (2001b). The Mw 7.1, Hector Mine, California earthquake: surface rupture, surface displacement field, and fault slip solution from ERS SAR data. *Conference-debat de l'academie des sciences, Failles et seismes, Paris, France (2000 03 20)*, Comptes rendus de l'Académie des sciences (Serie II Sciences de la terre et des planètes) **333**(9): pp. 545-555.
- Perfettini, H. et J. P. Avouac (submitted). Postseismic relaxation driven by brittle creep : a possible mechanism to reconcile geodetic measurement and the decay rate of aftershocks, application to the Chi-Chi earthquake, Taiwan., ??
- Pollitz, F. F., G. Peltzer et R. Bürgmann (2000). Mobility of continental mantle : Evidence from postseismic geodetic observations following the 1992 Landers earthquake. Journal of Geophysical Research **105**(B4): pp. 8035-8054.
- Pollitz, F. F., C. Wicks et W. Thatcher (2001). Mantle flow beneath a continental strike-slip fault: Postseismic deformation after the 1999 Hector Mine earthquake. Science **293**: pp. 1814-1818.
- Prati, C. et F. Rocca (1993). Improving slant-range resolution with multiple SAR surveys. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **29**(1): pp. 135-144.

Bibliographie

- Price, E. J. et D. T. Sandwell (1998). Small-scale deformations associated with the 1992 Landers, California, earthquake mapped by synthetic aperture radar interferometry phase gradients. Journal of Geophysical Research **103**(B11): pp. 27001-27016.
- Price, E. J. (1999). Coseismic and Postseismic Deformations Associated With the 1992 Landers, California, Earthquake Measured by Synthetic Aperture Radar Interferometry, Ph.D. Thesis, D. T. Sandwell th. dir., University of California, San Diego, USA.
- Pritchard, M. E., M. Simons, P. A. Rosen, S. Hensley et F. H. Webb (2002). Co-seismic slip from the 1995 July 30 Mw = 8.1 Antofagasta, Chile, earthquake as constrained by InSAR and GPS observations. Geophysical Journal International **150**(2): pp. 362-76.
- Rabus, B., M. Eineder, A. Roth et R. Bamler (2003). The shuttle radar topography mission: a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing **57**(4): pp. 241-262.
- Rangin, C., L. Jolivet, M. Pubellier et T. P. w. group (1990). A simple model for the tectonic evolution of southeast Asia and Indonesia region for the past 43 million years. Bulletin de la Société Géologique de France **6**: pp. 889-905.
- Rau, R. J. et F. T. Wu (1995). Tomographic imaging of lithospheric structures under Taiwan. Earth and Planetary Science Letters **133**: pp. 517-532.
- Rau, R.-J., K.-E. Ching, T.-H. Hsieh, C.-I. Yu, C.-S. Hou, Y.-H. Lee, J.-C. Hu, Y.-C. Chan, J.-C. Lee, J.-H. Hung et C.-W. Lin (in press, 2003). Surface Deformation and Earthquake Potential of Tainan Tableland, Southwestern Taiwan. Bulletin of the Central Geological Survey.
- Reich, M. (1992). Field preparation of the Bonn experiment. in: First Workshop ESA-ESRIN Proc., Frascati, Italy (1992).
- Reigber, A., K. Papathanassiou, S. Cloude et A. Moreira (2001). SAR tomography and interferometry for the remote sensing of forested terrain. Frequenz **55**(3-4): pp. 119-122.
- Reigber, A. et R. Scheiber (2003). Airborne differential SAR interferometry: First results at L-band. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **41**(II): pp. 1516-1520.
- Reigber, C., Y. Xia, G. W. Michel, J. Klotz et D. Angermann (1997). The Antofagasta 1995 Earthquake : Crustal deformation pattern as observed by GPS and D-INSAR. in: ERS symposium on space at the service of our environment Proc., Florence, Italy (14-21 March 1997), ESA Special Publication, **414**: pp. 507-513, Netherlands, European-Space-Agency, Paris, France.
- Reilinger, R. E., S. Ergintav, R. Bürgmann, S. McClusky, O. Lenk, A. Barka, O. Gurkan, L. Hearn, K. L. Feigl, R. Cakmak, B. Aktug, H. Ozener et M. N. Toksoz (2000). Coseismic and postseismic fault slip for the 17 august 1999, M = 7.5, Izmit, Turkey Earthquake. Science **289**(5484): pp. 1519-1524.
- Remy, D., S. Bonvalot, P. Briole et M. Murakami (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): pp. 299-310.
- Rigo, A. et D. Massonnet (1999). Investigating the 1996 Pyrenean earthquake (France) with SAR Interferograms heavily distorted by atmosphere. Geophysical Research Letters **26**(21): pp. 3217-3220.
- Rodriguez, E. et J. M. Martin (1992). Theory and design of interferometric synthetic aperture radars. IEE Proceedings F Radar and Signal Processing **139**(2): pp. 147-59.

Bibliographie

- Rosen, P. A., S. Hensley, H. A. Zebker, F. H. Webb et E. J. Fielding (1996). Surface deformation and coherence measurements of Kilauea Volcano, Hawaii, from SIR-C radar interferometry. Journal of Geophysical Research **101**(E10): pp. 23109-23125.
- Rosen, P. A., C. L. Werner, E. J. Fielding, S. Hensley, S. Buckley et P. Vincent (1998). Aseismic creep along the San Andreas Fault northwest of Parkfield, CA measured by radar interferometry. Geophysical Research Letters **25**(6): pp. 825-828.
- Rossi, M., B. Rogron et D. Massonnet (1996). JERS-1 SAR image quality and interferometric potential. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **34**(3): pp. 824-827.
- Sabater, J. M., R. F. Hanssen, B. M. Kampes, A. Fusco et N. ADAM (2003). Physical analysis of atmospheric delay signal observed in stacked radar interferometric data. in: IGARSS 2003. IEEE 2003 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Toulouse, France (21-25 July 2003), FR09_1640.
- Salichon, J., B. Delouis, P. R. Lundgren, D. Giardini, M. Costantini et P. A. Rosen (2003). Joint inversion of broadband teleseismic and interferometric synthetic aperture radar (InSAR) data for the slip history of the Mw = 7.7, Nazca ridge (Peru) earthquake of 12 November 1996. Journal of Geophysical Research **108**(B2): pp. E9.1-E9.13.
- Salvi, S., S. Stramondo, M. Cocco, M. Tesauro, I. Hunstad, M. Anzidei, P. Briole, P. Baldi, E. Sansosti, G. Fornaro, R. Lanari, F. Doumaz, A. Pesci et A. Galvani (2000). Modeling coseismic displacements resulting from SAR interferometry and GPS measurements during the 1997 Umbria-Marche seismic sequence. Journal of Seismology **4**(4): pp. 479-499.
- Sandwell, D. T. et E. J. Price (1998). Phase gradient approach to stacking interferograms. Journal of Geophysical Research **103**(B12): pp. 30183-30204.
- Sandwell, D. T., L. Sichoix, D. C. Agnew, Y. Bock et J. B. Minster (2000). Near real-time radar interferometry of the Mw 7.1 Hector Mine Earthquake. Geophysical Research Letters **27**(19): pp. 3101-3104.
- Sarti, F., H. Vadon et D. Massonnet (1999). A method for the automatic characterization of InSAR atmospheric artifacts by correlation of multiple interferograms over the same site. in: IGARSS'99. IEEE 1999 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Hamburg, Germany (28 June-2 July 1999) vol. 4 pp. 1937-1939.
- Sarti, F., Y. Arkin, J. Chorowicz, A. Karnieli et T. Cunha (2003). Assessing pre- and post-deformation in the southern Arava Valley segment of the Dead Sea Transform, Israel by differential interferometry. Remote sensing of environment **86**(2): pp. 141-149.
- Scharroo, R. et P. Visser (1998). Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites : Advances in Oceanography and Sea Ice Research : Using ERS Observations. Journal of Geophysical Research **103**(C4): pp. 8113-8127.
- Scholz, C. H. (1990). The mechanics of the earthquakes and faulting, Cambridge University Press
- Seno, T. (1977). The instantaneous rotation vector of the Philippines Sea Plate relative to the Eurasian Plate. Tectonophysics **42**: pp. 209-225.
- Seno, T., S. Stein et A. E. Grip (1993). A model for the motion of the Philippine Sea Plate consistent with NUVEL-1 and geologic data. Journal of Geophysical Research **98**: pp. 17941-17948.

- Seno, T., K. Otsuki et C. N. Yang (2000). The 1999 Chi-Chi, Taiwan Earthquake: A subduction Zone Earthquake on Land. Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokio **75**: pp. 57-77.
- Shamir, G., G. Baer et A. Hofstetter (2003). Three-dimensional elastic earthquake modelling based on integrated seismological and InSAR data: the Mw= 7.2 Nuweiba earthquake, gulf of Elat/Aqaba 1995 November. Geophysical Journal International **154**(3): p. 731.
- Shen, H. C., S. T. Huang, C. H. Tang et Y. Y. Hsu (1996). Geometrical characteristics of structural inversion on the offshore of Miaoli, Taiwan. Petroleum Geology of Taiwan **30**: pp. 79-110.
- Shimada, M. (2001). Correction of the Satellite's State Vector and the Atmospheric Excess Path Delay in SAR Interferometry - An Application to Surface Deformation Detection. in: CEOS SAR Workshop Proc., Tokyo, Japan (2-5 April 2001) pp. 47-56.
- Shin, T. C. et T. I. Teng (2001). An overview of the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake. *Dedicated issue on the Chi-Chi, Taiwan earthquake of 20 September 1999*, Bulletin of the Seismological Society of America **91**(5): pp. 895-913.
- Sibuet, J. C. et S. K. Hsu (1997). Geodynamic of the Taiwan arc-arc collision. Tectonophysics **274**: pp. 221-252.
- Sibuet, J. C., S. K. Hsu, X. Le Pichon, J. P. Le Formal, D. Reed, G. Moore et C. S. Liu (2002). East Asia plate tectonics since 15 Ma: constraints from the Taiwan region. Tectonophysics **344**(1-2): pp. 103-134.
- Sibuet, J.-C., J. Letouzey, F. Barrier, J. Charvet, J. P. Foucher, T. W. C. Hilde, M. Kimura, L. Y. Chiao, B. Marsset, C. Muller et J. F. Stephan (1987). Back arc extension in the Okinawa trough. Journal of Geophysical Research **92**: pp. 14041-14063.
- Simons, M., Y. Fialko et L. Rivera (2002). Coseismic deformation from the 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, earthquake as inferred from InSAR and GPS observations. Bulletin of the Seismological Society of America **92**(4): pp. 1390-402.
- Stramondo, S., M. Tesauro, P. Briole, E. Sansosti, S. Salvi, R. Lanari, M. Anzidei, P. Baldi, G. Fornaro, A. Avallone, M. F. Buongiorno, G. Franceschetti et E. Boschi (1999). The September 26, 1997 Colfiorito, Italy, earthquakes : modeled coseismic surface displacement from SAR interferometry and GPS. Geophysical Research Letters **26**(7): pp. 883-886.
- Strozzi, T., P. B. G. Dammert, U. Wegmuller, J. M. Martinez, J. I. H. Askne, A. Beaudoin et M. T. Hallikainen (2000). Landuse mapping with ERS SAR interferometry. *Workshop. The Retrieval of Bio and Geophysical Parameters from SAR Data for Land Applications., Noordwijk, Netherlands (1998 10 21)*, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **38**(2): pp. 766-775.
- Sun, S. C. (1964). Photogeologic Study of the Tainan-Kaohsiung Coastal Plain Area, Taiwan. Petroleum Geology of Taiwan **3**: pp. 39-51.
- Suppe, J. (1980). A retrodeformable cross section of northern Taiwan. Proc. Geol. Soc. China **23**: pp. 46-55.
- Suppe, J. (1981). Mechanics of mountain-building and metamorphism in Taiwan. Memoirs of the Geological Society of China **4**: pp. 67-89.
- Suppe, J. (1983). Geometry and kinematics of fault-bend folding. Am. Jour. Sci. **283**(7): pp. 684-721.
- Suppe, J. (1985). Principles of Structural Geology, Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, NJ, USA

Bibliographie

- Suppe, J., C. T. Hu et Y. J. Chen (1985). Present-day directions in western Taiwan inferred from borehole elongation. Petroleum Geology of Taiwan **21**: pp. 1-12.
- Suppe, J. (1987). The active Taiwan mountain belt. in: *The anatomy of mountain ranges*: pp. 277-293, J. P. Schaer et J. Rodgers eds., Princeton, N.J., USA, Princeton Univ. Press.
- Tarayre, H. (1996). Extraction de modèles numériques de terrain par interférométrie radar satellitaire : Algorithmie et artefacts atmosphériques, Ph.D thesis, P. Noailles th. dir., Laboratoire de Traitement d'Images et du Signal (Matra Cap System), Institut National Polytechnique de Toulouse, Toulouse, France, 231 p.
- Tarayre, H. et D. Massonnet (1996). Atmospheric propagation heterogeneities revealed by ERS-1 interferometry. Geophysical Research Letters **23**(9): pp. 989-992.
- Tarayre, H. et D. Massonnet (1997). Atmospheric artifacts on interferograms. in: *Fringe 96 workshop Proc.: ERS SAR interferometry, Zurich, Switzerland (30 September - 2 October 1996)*, ESA Special Publication, **406**: pp. 125-128, European Space Agency.
- Tarchi, D., N. Casagli, R. Fanti, D. D. Leva, G. Luzi, A. Pasuto, M. Pieraccini et S. Silvano (2003). Landslide monitoring by using ground-based SAR interferometry: an example of application to the Tessina landslide in Italy. Engineering Geology **68**(1-2): pp. 15-30.
- Teng, L. S. (1990). Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent collision in Taiwan. Tectonophysics **183**: pp. 57-76.
- Teng, L. S. (1992). Geotectonic evolution of Tertiary continental margin basins of Taiwan. Petroleum Geology of Taiwan **27**: pp. 1-19.
- Teng, T.-l., Y.-B. Tsai et W. H. K. Lee, Eds. (2001). Dedicated Issue Chi-Chi, Taiwan Earthquake of 20 september 1999. Bulletin of the Seismological Society of America **91**.
- Tensi, J. (2003). Initiation de la collision et subsidence flexurale dans le bassin d'avant pays de Taïwan, rapport DEA, Laboratoire de Tectonique, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Thatcher, W. (1995). Continuum versus microplate models of active continental deformation. Journal of Geophysical Research **100**: pp. 3885-3894.
- Thatcher, W., D. Massonnet et H. Vadon (1997). Detection of postseismic deformation following the 1992 M7.3 Landers California earthquake using satellite radar interferometry. in: *First joint meeting of the U.S.-Japan conference on Natural resources (UJNR) panel on earthquake research. Proc., Pasadena, CA, United States*, USGS Open-File Report: pp. 53-63, J. Dieterich et K. Nonomura eds., Reston, VA, United States, U.S. Geological Survey.
- Tobita, M., S. Fujiwara, S. Ozawa, P. A. Rosen, E. J. Fielding, C. L. Werner, M. Murakami, H. Nakagawa et K. Nitta (1998). Deformation of the 1995 North Sakhalin earthquake detected by JERS-1/SAR interferometry. Earth, Planets and Space **50**(4): pp. 313-25.
- Toutin, T. et L. Gray (2000). State-of-the-art of elevation extraction from satellite SAR data. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing **55**(1): pp. 13-33.
- Trouvé, E. (1996). Imagerie interférentielle en radar à ouverture synthétique (in français), Signal Processing, H. Maitre th. dir., Département Image, Ecole Nationale Supérieure des Télécommunication, Paris, France, 260 p.

- Trouvé, E., J. M. Nicolas et H. Maitre (1998). Improving phase unwrapping techniques by the use of local frequency estimates. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **36**(6): pp. 1963-1972.
- Tsai, Y. B. (1986). Seismotectonics of Taiwan. Memoirs of the Geological Society of China **7**: pp. 353-368.
- Usai, S. et R. Klees (1999). SAR interferometry on a very long time scale : A study of the interferometric characteristics of man-made features. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **37**(4): pp. 2118-2123.
- Usai, S. (2000). An analysis of the interferometric characteristics of anthropogenic features. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **38**(3): pp. 1491-1497.
- Usai, S. (2001). A new approach for long term monitoring of deformations by differential SAR interferometry. (in english), R. F. Hanssen th. dir., Technische Universiteit Delft, Delft.
- Usai, S. (2003). A least squares database approach for SAR interferometric data. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **41**(4): pp. 753-60.
- Usai, S., E. Sansosti, L. Tampellini, S. Borgstrom, G. Ricciardi, J. Spaans, A. Pepe, S. Guarino, V. Maddalena, V. van Persie, P. Berardino, R. Lanari, G. Fornaro et F. M. Seifert (2003). MINERVA: an INSAR monitoring system for volcanic hazard. in: IGARSS 2003. IEEE 2003 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Toulouse, France (21-25 July 2003), I_A12_13.
- Van Puymbroeck, N., R. Michel, R. Binet, J. P. Avouac et J. Taboury (2000). Measuring earthquakes from optical satellite images. Applied Optics **39**(20): pp. 3486-3494.
- Vincent, F. (1998). Apports et limites de l'interférométrie radar pour l'étude des déformations crustales en zone tropicale: application au séisme de Jalisco (Mexique, Mw=8, 09/10/95), DEA thesis, Dynamique de la lithosphère, Nice, France.
- Wang, C., S.-K. Hsu, H. Kao et C.-Y. Wang, Eds. (2000). Special Issue on the 1999 Chi-Chi Earthquake in Taiwan. Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences **11**. Taipei, Taiwan.
- Wang, C. H. et W. C. Burnett (1990). Holocene mean uplift rates across an active plate collision boundary in Taiwan. Science **248**: pp. 204-206.
- Wang, C. Y., L. H. Cheng, C. V. Chin et S. B. Yu (2001). Coseismic hydrologic response of an alluvial fan to the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan. Geology **29**(9): pp. 831-834.
- Wang, C.-Y., C.-H. Chang et H.-Y. Yen (2000). An interpretation of the 1999 Chi-Chi earthquake in Taiwan based on the thin-skinned thrust model. Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences **11**(3): pp. 609-630.
- Wang, C.-Y., C.-L. Li, F.-C. Su, M.-T. Leu, M.-S. Wu, S.-H. Lai et C.-C. Chern (2002). Structural Mapping of the 1999 Chi-Chi Earthquake Fault, Taiwan by Seismic Reflection Methods. Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences **13**(3): pp. 211-226.
- Wang, J. C., C. F. Shieh et T. M. Chang (2003). Static stress changes as a triggering mechanism of a shallow earthquake: case study of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) earthquake. Physics of the Earth and Planetary Interiors **135**(1): pp. 17-25.

Bibliographie

- Wang, W. H., S. H. Chang et C. H. Chen (2001). Fault slip inverted from surface displacements during the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake. *Dedicated issue on the Chi-Chi, Taiwan earthquake of 20 September 1999*, Bulletin of the Seismological Society of America **91**(5): pp. 1167-1181.
- Wang, W. H. et C. H. Chen (2001). Static stress transferred by the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake; effects on the stability of the surrounding fault systems and aftershock triggering with a 3D fault-slip model. *Dedicated issue on the Chi-Chi, Taiwan earthquake of 20 September 1999*, Bulletin of the Seismological Society of America **91**(5): pp. 1041-1052.
- Wegmuller, U. et C. L. Werner (1997a). Gamma SAR processor and interferometry software. in: *ERS symposium on space at the service of our environment Proc., Florence, Italy (1997 03 14)*, ESA Special Publication, **414**: pp. 1687-1692, Netherlands, European-Space-Agency, Paris, France.
- Wegmuller, U. et C. L. Werner (1997b). Retrieval of vegetation parameters with SAR interferometry. *International Symposium on Retrieval of Bio and Geophysical Parameters from SAR Data for Land Applications, Toulouse, France (1995-10-10)*, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **35**(1): pp. 18-24.
- Wegmuller, U., T. Strozzi, T. Farr et C. L. Werner (2000). Arid land surface characterization with repeat-pass SAR interferometry. *Workshop. The Retrieval of Bio and Geophysical Parameters from SAR Data for Land Applications, Noordwijk Netherlands (1998 10 21)*, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **38**: pp. 776-781.
- Werner, C. L., U. Wegmüller, T. Strozzi et A. Wiesmann (2003). Interferometric Point Target Analysis for Deformation Mapping. in: *IGARSS 2003. IEEE 2003 International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proc., Toulouse, France (21-25 July 2003)*, I_F11_09.
- Williams, S., Y. Bock et F. Peng (1998). Integrated satellite interferometry : Tropospheric noise, GPS estimates and implications for interferometric synthetic aperture radar products. Journal of Geophysical Research **103**(B11): pp. 27051-27067.
- Wright, T., E. J. Fielding et B. E. Parsons (2001a). Triggered slip : observations of the 17 August 1999 Izmit (Turkey) earthquake using radar interferometry. Geophysical Research Letters **28**(6): pp. 1079-1082.
- Wright, T., B. E. Parsons et E. J. Fielding (2001b). Measurement of interseismic strain accumulation across the North Anatolian Fault by satellite radar interferometry. Geophysical Research Letters **28**(10): pp. 2117-2120.
- Wright, T. J., B. E. Parsons, J. A. Jackson, M. Haynes, E. J. Fielding, P. C. England et P. J. Clarke (1999). Source parameters of the 1 October 1995 Dinar (Turkey) earthquake from SAR interferometry and seismic bodywave modelling. Earth and Planetary Science Letters **172**(1-2): pp. 23-37.
- Wright, T. J. (2002). Remote monitoring of the earthquake cycle using satellite radar interferometry. Philosophical Transactions of the Royal Society of London (Series a Mathematical Physical and Engineering Sciences) **360**(1801): pp. 2873-2888.
- Wu, C., M. Takeo et S. Ide (2001). Source process of the Chi-Chi earthquake; a joint inversion of strong motion data and Global Positioning System data with a multifault model. *Dedicated issue on the Chi-Chi, Taiwan earthquake of 20 September 1999*, Bulletin of the Seismological Society of America **91**(5): pp. 1128-1143.
- Wu, F. T. (1978). Recent tectonics of Taiwan. J. Phys. Earth **26**: pp. S265-299.

Bibliographie

- Wu, F. T., R. J. Rau et D. Salzberg (1997). Taiwan orogeny: thin-skinned or lithospheric collision?, Tectonophysics **274**: pp. 191-220.
- Yang, M., R. J. Rau, J. Y. Yu et T. T. Yu (2000). Geodetically observed surface displacements of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. Earth, Planets and Space **52**(6): pp. 403-413.
- Yeh, Y. H., S. N. Cheng et G. S. Chang (1997). The Relocation of the Historic Seisms at the Region of Taiwan. Bull. C.W.B. Earthq. Technics **14**: pp. 103-130.
- Yonezawa, C. et S. Takeuchi (2003). Effect of clouds on ERS SAR interferograms applied to land subsidence detection. International Journal of Remote Sensing **24**(1): pp. 169-174.
- Yu, S. B. et C. C. Liu (1989). Fault creep on the central segment of the longitudinal valley fault, Eastern Taiwan. Proc. Geol. Soc. China **32**(3): pp. 209-231.
- Yu, S. B., H. Y. Chen et L. C. Kuo (1997). Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. Tectonophysics **274**: pp. 41-59.
- Yu, S. B. et H. Y. Chen (1998). Strain accumulation in Southwestern Taiwan. Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences **9**(1): pp. 31-50.
- Yu, S. B., L. C. Kuo, R. S. Punongbayan et E. G. Ramos (1999). GPS observation of crustal deformation in the Taiwan-Luzon region. Geophysical Research Letters **26**(7): pp. 923-926.
- Yu, S. B. et L. C. Kuo (2001). Present-day crustal motion along the Longitudinal Valley Fault, eastern Taiwan. Tectonophysics **333**(1-2): pp. 199-217.
- Yu, S.-B., L. C. Kuo, Y. J. Hsu, H. H. Su, C. C. Liu, C. S. Hou, J. F. Lee, T. C. Lai, C. C. Liu, C. L. Liu, T. F. Tseng, C. S. Tsai et T. C. Shin (2001). Preseismic deformation and coseismic displacements associated with the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Dedicated issue on the Chi-Chi, Taiwan earthquake of 20 September 1999*, Bulletin of the Seismological Society of America **91**(5): pp. 995-1012.
- Zebker, H. A. et R. M. Goldstein (1986). Topographic mapping from interferometric synthetic aperture radar observations. Journal of Geophysical Research **91**(B5): pp. 4993-9.
- Zebker, H. A., S. N. Madsen, J. M. Martin, K. B. Wheeler, T. Miller, L. Yunling, G. Alberti, S. Vetrilla et A. Cucci (1992). The TOPSAR interferometric radar topographic mapping instrument. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **30**(5): pp. 933-940.
- Zebker, H. A. et J. Villasenor (1992). Decorrelation in interferometric radar echoes. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **30**(5): pp. 950-959.
- Zebker, H. A., P. A. Rosen, R. M. Goldstein, A. K. Gabriel et C. L. Werner (1994a). On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry : The Landers earthquake. Journal of Geophysical Research **99**(B10): pp. 19617-19634.
- Zebker, H. A., C. L. Werner, P. A. Rosen et S. Hensley (1994b). Accuracy of topographic maps derived from ERS-1 interferometric radar. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **32**(4): pp. 823-836.
- Zebker, H. A., P. A. Rosen et S. Hensley (1997). Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps. Journal of Geophysical Research **102**(B4): pp. 7547-7563.

Bibliographie

- Zebker, H. A. et Y. Lu (1998). Phase unwrapping algorithms for radar interferometry: residue-cut, least-squares, and synthesis algorithms. Journal of the Optical Society of America (A: Optics and image science) **15**(3): pp. 586-598.
- Zebker, H. A., F. Amelung et S. Jonsson (2000). Remote sensing of volcano surface and internal processes using radar interferometry. Geophysical Monograph **116**: pp. 179-205.
- Zeng, Y. et C. H. Chen (2001). Fault rupture process of the 20 September 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Dedicated issue on the Chi-Chi, Taiwan earthquake of 20 September 1999*, Bulletin of the Seismological Society of America **91**(5): pp. 1088-1098.

Listes des figures et tableaux

Listes des figures et tableaux

| | |
|---|----|
| Figure 1 : situation de Taiwan en Asie du Sud-Est | 12 |
| Figure 2 : zones d'étude et situation des images ERS SAR disponibles pour cette thèse | 18 |
| Figure 3 : Comparaison entre une image SAR (ERS), une image optique (SPOT, mode P) et un Modèle Numérique de Terrain..... | 22 |
| Figure 4 : comparaison entre les modes d'acquisition radar et optique. | 24 |
| Figure 5 : distorsions géométriques d'une image SAR..... | 24 |
| Figure 6 : la mesure de la phase par le radar | 28 |
| Figure 7 : Acquisition des images SAR | 30 |
| Figure 8 : influence de l'orientation du radar durant l'acquisition des données brutes | 32 |
| Figure 9 : réponse d'une cible ponctuelle dans les données brutes..... | 33 |
| Figure 10 : la focalisation des données brutes par le traitement SAR | 35 |
| Figure 11 : construction de la réponse d'amplitude et phase d'une cellule de résolution | 39 |
| Figure 12 : image d'amplitude et de phase | 40 |
| Figure 13 : sensibilité à la composante du déplacement suivant la direction de visée du satellite. | 44 |
| Figure 14 : combinaison de deux visées pour mieux contraindre le déplacement et ambiguïté de la phase. | 45 |
| Figure 15 : Phénomène d'aliasing lorsque le gradient de la phase interférométrique est trop fort..... | 46 |
| Figure 16 : détermination du déplacement de façon non ambiguë, le problème des discontinuités. | 48 |
| Figure 17 : influence de l'angle de visée lors d'un déplacement homogène..... | 49 |
| Figure 18 : influence de l'angle du vecteur de déplacement sur la variation de déplacement vers le radar entre le début et la fin de la scène (pour ERS)..... | 50 |
| Figure 19 : influence de la relativité du déplacement dans un interférogramme. | 51 |
| Figure 20 : Influence de la ligne de base sur la mesure du déplacement. | 52 |

| | |
|---|------------|
| Figure 21 : influence de la base sur la phase interférométrique..... | 54 |
| Figure 22 : influence de la base sur la géométrie de l'image | 55 |
| Figure 23 : influence de la base sur la phase de construction interférométrique..... | 59 |
| Figure 24 : relation entre fréquence du signal émis et angle de visée. | 59 |
| Figure 25 : perte d'information liée à l'évolution temporelle de l'état de la surface | 62 |
| Figure 26 : Signal atmosphérique dans des interférogrammes..... | 64 |
| Figure 27 : Les différentes composantes d'un interférogramme | 71 |
| Figure 28 : comparaison de l'image de cohérence avec l'amplitude et la phase..... | 76 |
| Figure 29 : principe de l'identification de perturbations atmosphériques liées à une images SAR..... | 87 |
| Figure 30 : Limites actuelles du domaine d'application de l'interférométrie différentielle | 94 |
| Figure 31 : cadre géodynamique de Taiwan | 96 |
| Figure 32 : modèle géodynamique de Taiwan | 97 |
| Figure 33 : sismicité de Taiwan..... | 98 |
| Figure 34 : Evolution cinématique de la collision à Taiwan..... | 99 |
| Figure 35 : Modèle d'évolution géodynamique dans la région de Taiwan depuis 16 Ma | 100 |
| Figure 36 : Les grandes unités structurales de Taiwan. | 101 |
| Figure 37 : Influence de la structuration de la marge chinoise sur l'orogène | 102 |
| Figure 38 : exemple d'empilement d'écailles tectoniques liées au décollement basal situé au toit du socle pré-Miocène..... | 104 |
| Figure 39 : Exemple de déformation dans les piedmonts occidentaux impliquant le socle..... | 105 |
| Figure 40 : modèle de la tectonique d'échappement dans le Sud-Ouest de Taiwan. CTFZ : Chiayi Transfert Fault Zone. D'après Lacombe et al. [2001] | 106 |
| Figure 41 : quatre coupes géologiques illustrant le passage du prisme d'accrétion de Manille à la collision..... | 109 |
| Figure 42 : Schéma Structural simplifié de Taiwan..... | 110 |
| Figure 43 : Carte préliminaire de la Néotectonique de Taiwan à terre et à mer. | 110 |
| Figure 44 : Relief et carte des pentes de Taiwan | 115 |
| Figure 45 : Carte du réseau routier taiwanais..... | 116 |
| Figure 46 : couvert végétal et urbanisation à Taiwan..... | 117 |

| | |
|--|------------|
| Figure 47 : mosaïque d'images de cohérence à 3 mois à partir de données ERS. | 119 |
| Figure 48 : Pluviométrie journalière (en mm) à la station de Keelung (au Nord du Pays) pour la période 1996-1999 (d'après Chang C.-P. com. pers.). | 121 |
| Figure 49 : influence de la saison sur la cohérence dans la région de Pintung..... | 121 |
| Figure 50 : réseaux d'instrumentation sismologique à Taiwan | 122 |
| Figure 51 : Sismicité à Taiwan de 1993 à 2000..... | 123 |
| Figure 52 : Mécanisme au foyer des séismes de magnitude M_w supérieure à 5 et de profondeur inférieure à 25 km, entre 1978 et 2003. | 128 |
| Figure 53 : cartes des failles sismiques ou potentiellement sismiques. D'après Chang C.P. [2001]. | 130 |
| Figure 54 : vitesses de déplacement des stations GPS à Taiwan relativement à la station S01R située sur les îles Penghu. | 132 |
| Figure 55 : déplacements verticaux actuels à Taiwan. | 133 |
| Figure 56 : Carte du champ de déformations horizontales inter-sismiques d'après les données GPS..... | 137 |
| Figure 57 : description de la chaîne logicielle DIAPASON utilisée pour former les interférogrammes [Centre National d'Etudes Spatiales (C.N.E.S) 1997]..... | 141 |
| Figure 58 : Localisation de la zone d'étude du séisme de Chi-Chi | 145 |
| Figure 59 : Carte géologique de la région de Taichung, et coupe équilibrée EW..... | 148 |
| Figure 60 : photographies de la rupture de surface..... | 149 |
| Figure 61 : chocs principaux et répliques du tremblement de terre de Chi-Chi (d'après Kao et Chen [2000] | 151 |
| Figure 62 : les déplacements cosismiques du séisme de Chi-Chi vus par le réseau GPS | 153 |
| Figure 63 : mesure des déplacements horizontaux du séisme de Chi-Chi à partir d'images SPOT | 155 |
| Figure 64 : Location of the footwall of the Chelungpu fault | 158 |
| Figure 65 : ERS data list for the Chi-Chi earthquake..... | 161 |
| Figure 66 : Coseismic interferogram of the Chi-Chi earthquake..... | 162 |
| Figure 67 : Perturbations affecting the InSAR measure of the coseismic displacements | 163 |
| Figure 68 : GPS data and comparison with corrected InSAR data | 167 |

| | |
|--|------------|
| Figure 69 : Standard deviation of corrected coseismic interferograms and map of coseismic SRD | 171 |
| Figure 70 : Effect of the Changhua and Tuntzuchio faults on the coseismic displacement field | 173 |
| Figure 71 : Analyse interférométrique du séisme par Chang <i>et al.</i> [in revision, 2004]..... | 178 |
| Figure 72 : interférogrammes pré- et post-sismiques | 180 |
| Figure 73 : phénomène de subsidence révélant une structure linéaire sous jacente..... | 181 |
| Figure 74 : interférogrammes synthétiques calculés à partir de modèles de glissement cosismique sur la faille de Chelungpu (voir aussi Figure 75) | 184 |
| Figure 75 : interférogrammes synthétiques calculés à partir de modèles de glissement cosismique sur la faille de Chelungpu..... | 185 |
| Figure 76 : carte et histogramme des déplacements observés par interférométrie radar différentielle | 187 |
| Figure 77 : carte et histogramme des résidus entre le modèle de Dominguez <i>et al.</i> et les données interférométriques | 188 |
| Figure 78 : carte des résidus entre le modèle et les données GPS et interférométriques..... | 189 |
| Figure 79 : carte et histogramme des résidus entre le modèle de Loevenbruck <i>et al.</i> et les données interférométriques. | 190 |
| Figure 80 : carte des résidus entre le modèle et les données GPS et interférométriques pour le modèle de Loevenbruck <i>et al.</i>..... | 191 |
| Figure 81 : mesure des déplacements par corrélation d'images SAR et comparaison avec SPOT | 198 |
| Figure 82 : localisation de la zone d'étude de Tainan | 203 |
| Figure 83 : Southwestern Taiwan geological structural setting..... | 206 |
| Figure 84 : Topography of the Tainan area and 1996-1998 Interferograms..... | 207 |
| Figure 85 : Three schematic structural models of the Tainan Tableland..... | 211 |
| Figure 86 : description des données SAR utilisées pour l'étude de Tainan pour la période 1993-2000..... | 214 |
| Figure 87 : exemples d'interférogrammes sur Tainan..... | 215 |
| Figure 88 : Déplacements vers le radar pour la période 1996-2000 | 217 |
| Figure 89 : localisation des forts gradients de la déformation | 218 |

| | |
|---|------------|
| Figure 90 : déplacements vers le radar pour la période 1993-2000..... | 219 |
| Figure 91 : Vitesse moyenne des déplacements vers le radar (en cm/an) | 220 |
| Figure 92 : Résidus par rapport au modèle de vitesse moyenne..... | 221 |
| Figure 93 : Données de nivellement et de GPS sur Tainan d'après Rau et al. [in press, 2003]..... | 223 |
| Figure 94 : comparaison des déformations actuelles avec la topographie..... | 225 |
| Figure 95 : Structures tectoniques et coupe de la région de Tainan..... | 228 |
| Figure 96 : Modèle structural de l'anticlinal de Tainan | 229 |
| Figure 97 : localisation de la région d'étude de Pintung-Kaohsiung..... | 233 |
| Figure 98 : étude préliminaire sur la région de Kaohsiung..... | 234 |
| Figure 99 : Carte Géologique de Taiwan | 274 |
| | |
| Tableau 1 : GPS data used for interferogram corrections | 168 |
| Tableau 2 : Chi-Chi coseismic interferograms information..... | 170 |
| Tableau 3 : characteristics of Interferograms on Tainan for the 1996-1998 study..... | 208 |

Annexe A : Carte géologique de Taiwan.

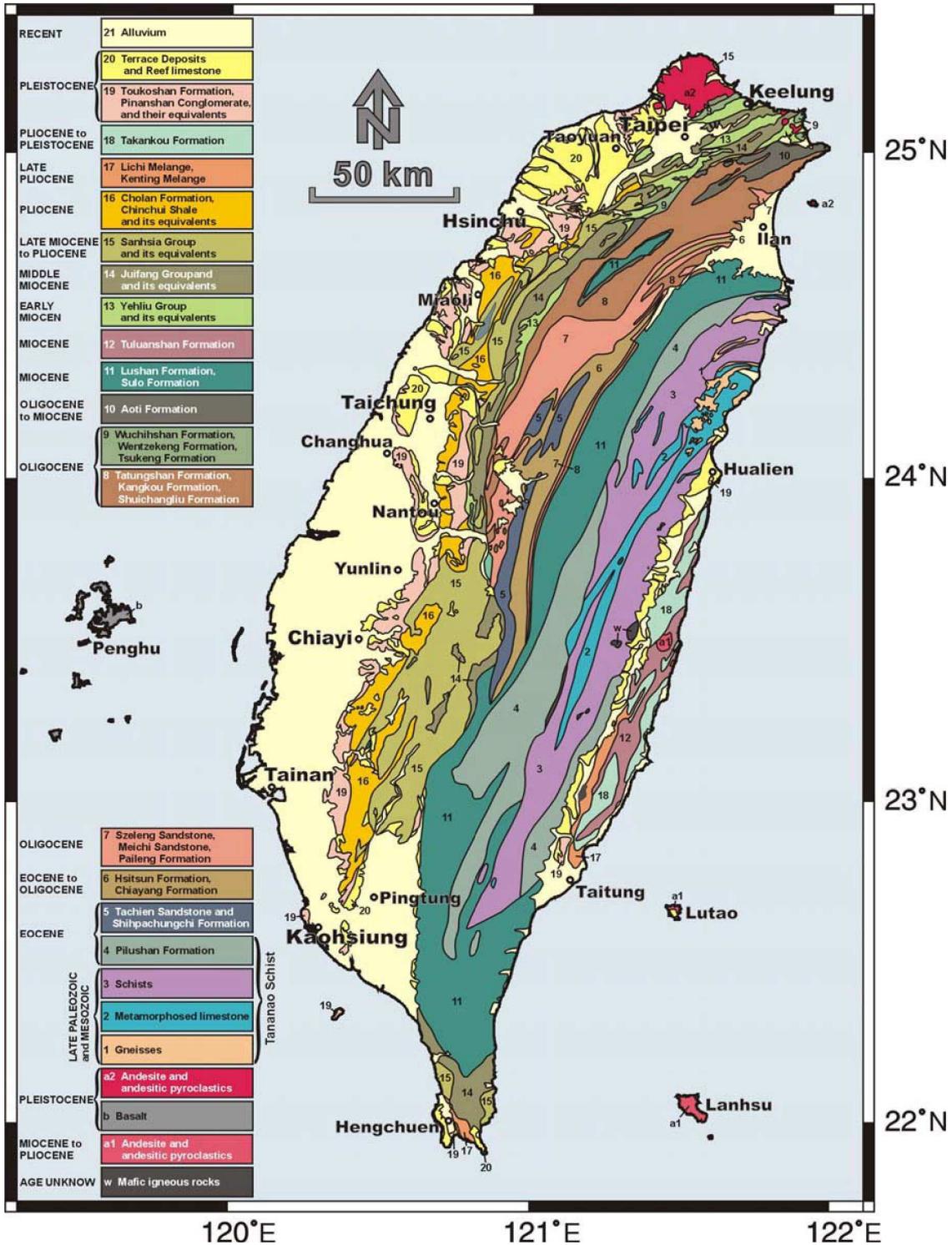


Figure 99 : Carte Géologique de Taiwan
D'après Ho [1975; 1986], modifiée par Chang C.-P. [2001]

Annexe B : Liste des missions SAR embarquées sur satellite (D'après Hanssen)

Table 2.1. List of satellite SAR missions with their most important design parameters.

| Mission | Year | ΔT (day) | H_{sat} (km) | f_0 (GHz) | B_R (MHz) | θ_{inc} (deg) | Swath (km) |
|----------------|------------|---------------------|--------------------------|----------------|----------------|--------------------------------|---------------|
| Seasat* | 1978 | 3 | 800 | 1.275 | 19.00 | 20(23)26 | 100 |
| SIR-A | 1981 | – | 235 | 1.278 | 19.00 | (50) | 50 |
| SIR-B* | 1984 | – | 235 | 1.282 | 12.00 | (15)-(64) | 10-60 |
| Cosmos 1870 | 1987-89 | var | 250 | 3.000 | * | (30)-(60) | 20-45 |
| ALMAZ | 1991-92 | – | 300 | 3.000 | uncoded | (30)-(60) | 20-45 |
| Magellan* | 1989–92 | var | 290- 2000 | 2.385 | 2.26 | (17)-(45) | 20 |
| Lacrosse-1,2,3 | 1988/91/97 | var | 275 | 3.000 | * | steerable | variable |
| ERS-1* | 1991-92 | 3 | 790 | 5.300 | 15.55 | 21(23)26 | 100 |
| | 1992-93 | 35 | 790 | 5.300 | 15.55 | 21(23)26 | 100 |
| | 1993-94 | 3 | 790 | 5.300 | 15.55 | 21(23)26 | 100 |
| | 1994-95 | 168 | 790 | 5.300 | 15.55 | 21(23)26 | 100 |
| | 1995-2000 | 35 | 790 | 5.300 | 15.55 | 21(23)26 | 100 |
| ERS-2* | 1995- | 35 | 790 | 5.300 | 15.55 | 21(23)26 | 100 |
| JERS-1* | 1992-98 | 44 | 568 | 1.275 | 15.00 | 26(39)41 | 85 |
| SIR-C/X-SAR | Apr 1994 | – | 225 | 1.240 | 20.00 | (15)-(55) | 10-70 |
| | Apr 1994 | – | 225 | 5.285 | 20.00 | | 10-70 |
| | Apr 1994 | – | 225 | 9.600 | 10–20 | (15)-(45) | 15-45 |
| SIR-C/X-SAR* | Oct 1994 | 1 | 225 | 1.240 | 20 † | (55) | 21-42 |
| | Oct 1994 | 1 | 225 | 5.285 | 20 † | (55) | 21-42 |
| | Oct 1994 | 1 | 225 | 9.600 | 10-20 | (15)-(45) | 15-45 |
| Radarsat* | 1995- | 24 | 792 | 5.300 | 11-30 | (20)-(49) | 10-500 |
| SRTM* | 2000 | 0 | 233 | 5.300 | 9.50 | (52) | 225 |
| | 2000 | 0 | 233 | 9.600 | 9.50 | (52) | 50 |
| ENVISAT* | 2001- | 35 | 800 | 5.300 | 14.00 | (20)-(50) | 100-500 |
| ALOS* | 2002- | 45 | 700 | 1.270 | 28/14 | (8)-(60) | 40-350 |
| Radarsat-2* | 2003- | 24 | 798 | 5.300 | 12–100 | (20)-(60) | 20-500 |

ΔT , repeat period; H_{sat} , satellite altitude; f_0 , carrier frequency; B_R , range bandwidth; θ_{inc} , incidence angle (values between parentheses denote nominal mid-incidence angles). *Missions capable of interferometry. †The radar bandwidth was changed to 40 MHz for the one-day time interval. *Unknown. –Not applicable. SIR-A/B/C, X-SAR, and SRTM are instruments flown onboard the Space Shuttle. Lacrosse is a classified military Spotlight SAR mission (Richelson, 1991). Radarsat has a ScanSAR mode. The SIR-C data as used for interferometric applications are listed here. Compiled from (Gabriel and Goldstein, 1988; Curlander and McDonough, 1991; Rosen et al., 1996; Mouginis-Mark, 1995b; Evans et al., 1993; Henderson and Lewis, 1998; Raney, 1998; Radarsat, 1999).

Listes des différentes missions SAR embarquées sur satellite et de leurs principales caractéristiques. Remarque : le lancement du Satellite ALOS a été reporté à 2004

(D'après Hanssen [2001, p.17])

Annexe C : Tableau des séismes étudiés par InSAR (d'après K. Feigl).

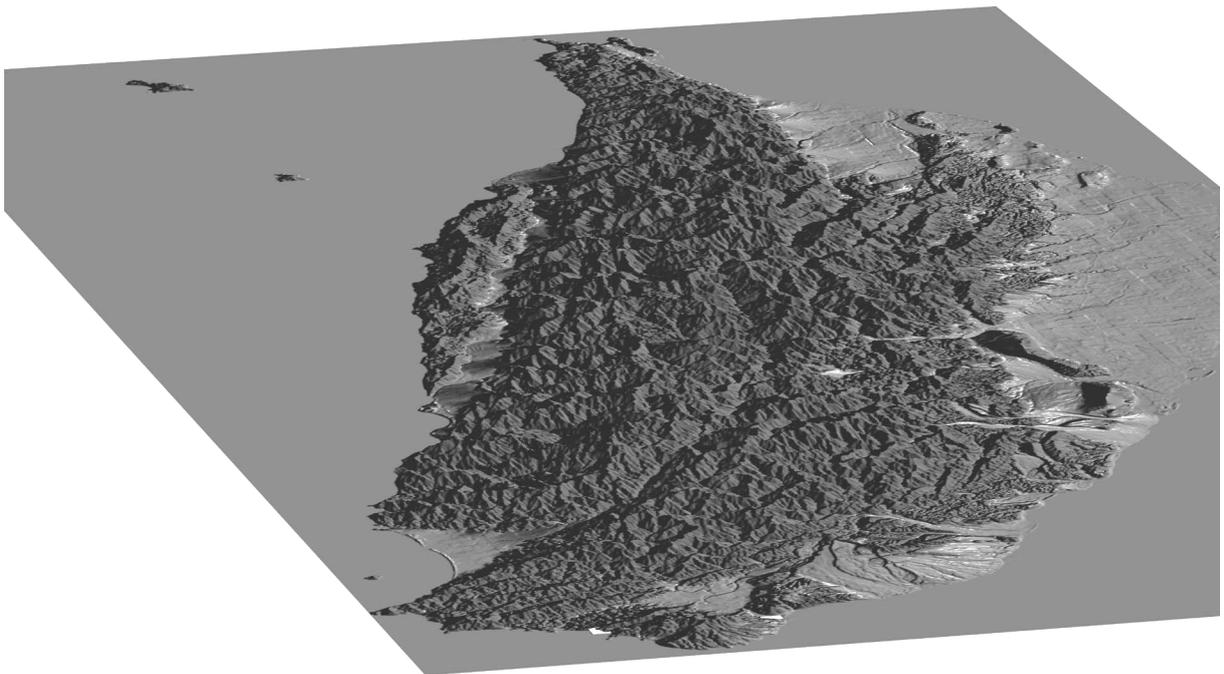
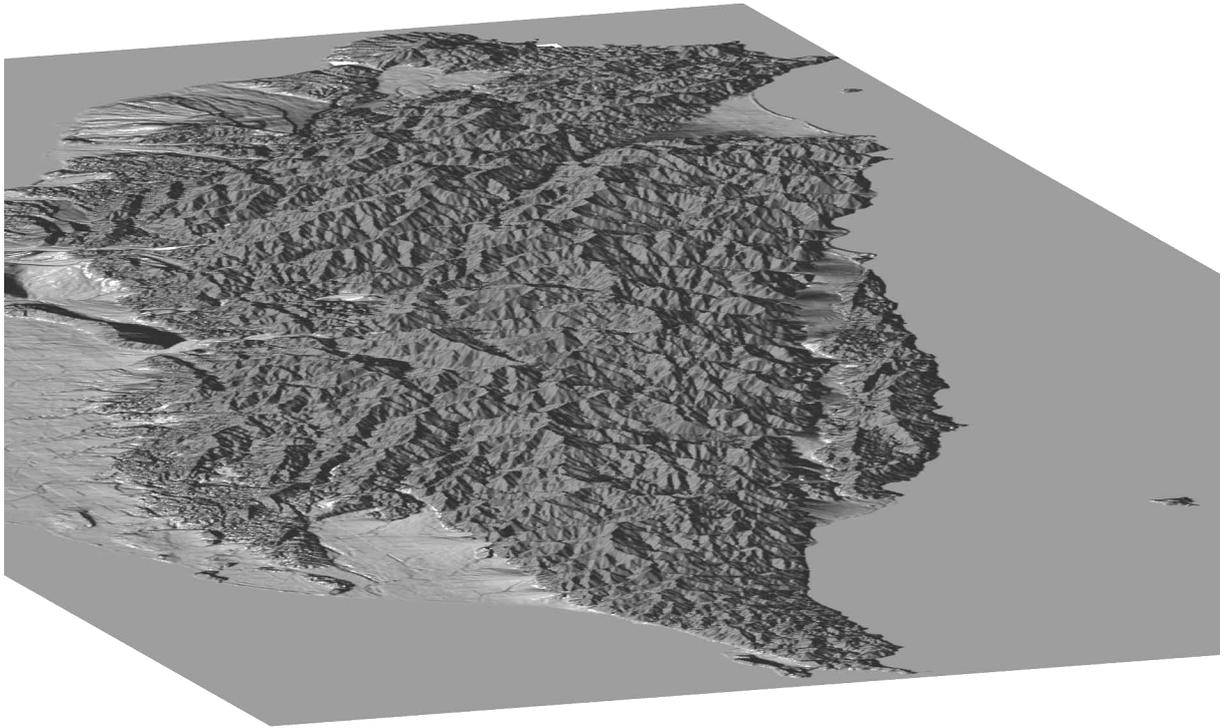
Compilation effectuée par **K. Feigl.**, disponible sur le web à l'adresse suivante : <http://bowie.mit.edu/~kurt/coseismicinsar.htm>, (quelques références ont été ajoutées à cette version du 6 décembre 2001).

| année | mois | jour | Nom | MW | Mission(s) | Références |
|-------|------|------|--------------------------------|-----|------------|---|
| 1992 | 6 | 28 | Landers, California | 7.3 | ERS-1 | [Massonnet <i>et al.</i> 1993; Massonnet <i>et al.</i> 1994b; Peltzer <i>et al.</i> 1994; Zebker <i>et al.</i> 1994a; Hernandez <i>et al.</i> 1997; Hernandez <i>et al.</i> 1999; Price 1999] |
| 1992 | 6 | 29 | Little Skull Mountain | 5.4 | ERS-1 | [Lohman <i>et al.</i> 2002] |
| 1992 | 12 | 2 | Fawnskin, California | 5.1 | ERS | [Feigl <i>et al.</i> 1995] |
| 1993 | 5 | 17 | Eureka Valley, California | 6.1 | ERS | [Massonnet et Feigl 1995a; Peltzer et Rosen 1995] |
| 1994 | 1 | 17 | Northridge, California | 6.7 | JERS, ERS | [Massonnet <i>et al.</i> 1996a; Murakami <i>et al.</i> 1996] |
| 1994 | 9 | 12 | Double Spring Flat | 5.9 | ERS | [Amelung et Bell 2003] |
| 1995 | 1 | 17 | Hyogo-ken Nanbu (Kobe), Japan | 7.2 | JERS | [Ozawa <i>et al.</i> 1997] |
| 1995 | 5 | 13 | Grevena, Greece | 6.6 | ERS | [Clarke <i>et al.</i> 1998; Meyer <i>et al.</i> 1998a; Meyer <i>et al.</i> 1998b] |
| 1995 | 5 | 27 | Neftegorsk, N. Sakhalin | ? | JERS | [Tobita <i>et al.</i> 1998] |
| 1995 | 6 | 15 | Corinth, Greece | 6.2 | ERS | [Bernard <i>et al.</i> 1997] |
| 1995 | 7 | 30 | Antofagasta, Chili | 8.1 | ERS | [Reigber <i>et al.</i> 1997; de Chabaliér <i>et al.</i> 1999; Pritchard <i>et al.</i> 2002; Chlieh <i>et al.</i> submitted 2003] |
| 1995 | 10 | 1 | Dinar, Turkey | 6.1 | ERS | [Wright <i>et al.</i> 1999] |
| 1995 | 10 | 9 | Jalisco, Mexico | 8.0 | ERS | [Vincent 1998] |
| 1995 | 11 | 22 | Nuweiba, Elat (Aquaba) | 7.1 | ERS | [Baer <i>et al.</i> 1999; Klinger <i>et al.</i> 2000; Shamir <i>et al.</i> 2003] |
| 1996 | 2 | 26 | St Paul de Fenouillet, France | 5.0 | ERS | [Rigo et Massonnet 1999] |
| 1996 | 3 | - | Akutan, Alaska (swarm) | | ERS | [Lu <i>et al.</i> 2000] |
| 1996 | 11 | 12 | Nazca ridge- Peru | 7.7 | ERS | [Salichon <i>et al.</i> 2003] |
| 1997 | 3 | 26 | Kagoshima-ken-hokuseibu, Japan | 6.1 | JERS | [Fujiwara <i>et al.</i> 1998] |
| 1997 | 9 | 26 | Colfiorito, Italy | 6.0 | ERS | [Stramondo <i>et al.</i> 1999; Salvi <i>et al.</i> 2000] |

Annexe C : Tableau des séismes étudiés par InSAR (d'après K. Feigl).

| | | | | | | |
|------|----|-----------|--------------------------|-----|-------|--|
| 1997 | 11 | 9 | Manyi, Tibet | 7.6 | ERS | [Peltzer <i>et al.</i> 1999] |
| 1998 | 3 | 14 | Fandoqa, SE Iran | 6.6 | ERS | [Berberian <i>et al.</i> 2001] |
| 1998 | 9 | 3 | Iwate | 6.1 | JERS | [Fujiwara <i>et al.</i> 2000; Nishimura <i>et al.</i> 2001] |
| 1999 | 8 | 17 | Izmit, Turkey | 7.4 | ERS | [Delouis <i>et al.</i> 2000; Reilinger <i>et al.</i> 2000; Mayer et Lu 2001; Wright <i>et al.</i> 2001a; Delouis <i>et al.</i> 2002; Feigl <i>et al.</i> 2002; Çakir <i>et al.</i> 2003] |
| 1999 | 9 | 7 | Athens, Greece | 5.9 | ERS-2 | [Kontoes <i>et al.</i> 2000] |
| 1999 | 9 | 20 | Chi-Chi, Taiwan | 7.6 | ERS-2 | [Pathier <i>et al.</i> 2003b] |
| 1999 | 10 | 16 | Hector Mines, California | 7.1 | ERS | [Sandwell <i>et al.</i> 2000; Fialko <i>et al.</i> 2001; Peltzer <i>et al.</i> 2001b; Simons <i>et al.</i> 2002] |
| 1999 | 11 | 12 | Düzce, Turkey | 7.2 | ERS | [Bürgmann <i>et al.</i> 2002] |
| 2000 | 6 | 17& 21 | Iceland | 6.6 | ERS | [Pedersen <i>et al.</i> 2001; Pedersen <i>et al.</i> 2003] |

Annexe D : Vues perspectives de Taiwan



Résumé

L'île de Taiwan est le résultat de la collision, toujours active, des plaques Philippines et Eurasie. Ce travail a pour objet de mieux comprendre les processus tectoniques qui accompagnent la croissance actuelle de l'orogène, en utilisant l'interférométrie radar différentielle satellitaire en complément des autres méthodes d'investigation existantes. Cette technique fournit des cartes de déformation instantanée du sol (de quelques années à quelques jours) étendues, précises et denses. Après avoir détaillé les principes et les limites de cette mesure, ainsi que son potentiel à Taiwan, la technique est appliquée, avec des données issues des satellites ERS, à deux phénomènes tectoniques caractéristiques du développement de cette chaîne de collision. (1) Le séisme de Chi-Chi (1999, Mw = 7.6) sur la frontière Ouest de l'orogène, correspond à la réactivation de la faille chevauchante majeure de Chelungpu. L'interférométrie radar et le GPS permettent de quantifier avec une précision centimétrique les déformations cosismiques affectant le bloc chevauché et d'y détecter les réactivations, induites par le choc principal, des failles de Changhua et de Tuntzuchiaio. La comparaison avec les déplacements prédits par les modèles publiés de distribution de glissement sur la faille montre les limites de ces modèles. (2) Au SW de l'île, l'interférométrie radar permet la quantification de la croissance rapide (1,5 cm/an de 1993 à 2000) d'un anticlinal d'axe N-S, traduisant la propagation du front de déformation sur la marge continentale chinoise à l'Ouest. Ce phénomène tectonique est modélisé par une structure en "pop-up" limitée au nord par une rampe latérale, orientée E-W.

Mots-clés : *tectonique ; Taiwan ; interférométrie radar différentielle ; INSAR ; séisme ; Chi-Chi ; anticlinal ; Tainan ; faille active ; ERS ; front de déformation ; sismotectonique ; interférométrie ; interférogramme ; RADAR antenne synthétique ; déformations cosismiques ; déformations intersismiques ; GPS ; géodésie ; télédétection spatiale ; géologie ; géophysique.*

Contributions to active tectonics of Taiwan from differential SAR interferometry

Astract

Taiwan island results from the ongoing collision between the Philippine Sea plate and the Eurasian plate. With the aim of investigating the present-day tectonics of the growing Taiwan mountain belt, we use differential SAR interferometry technique (D-INSAR) in complement of other existing methods. This technique can provide deformation map of the ground with a spatial resolution of a few tens of meters and a precision of a few millimeters, spanning periods of one day to several years. After a comprehensive review of principles and limits of the method and an estimation of its potential in Taiwan, D-INSAR is applied, with ERS data, on two case examples of horizontal shortening in this active convergent orogen. (1) The Mw=7.6, 1999 Chi-Chi earthquake reactivated the Chelungpu fault, a major thrust of the Taiwan Western Foothills. The map of the coseismic displacement field generated by D-INSAR and calibrated by GPS allows us a precise spatial analysis of the footwall deformation showing small deformations on nearby faults triggered by the Chi-Chi earthquake (Changhua and Tuntzuchiaio faults). Comparison with predicted displacements from published models of slip distribution of the earthquake highlights inadequacies of these models. (2) D-INSAR approach reveals a regular uplift of the Tainan anticline (1.5 cm/year during the period 1993-2000), which belongs to the coastal plain of southwestern Taiwan. This actively growing anticline, with N-S axis, corresponds to the deformation front which is propagating westward on the Chinese continental margin. A structural model combining a "pop-up" structure with an E-W lateral ramp to the North accounts for deformation and morphology of the anticline.

Key-words : *tectonics ; Taiwan ; INSAR ; interferometry ; Chi-Chi ; earthquake ; Tainan ; growing anticline ; active fault ; deformation front ; ERS ; seismotectonics ; synthetic aperture radar ; interferogram ; coseismic deformation ; interseismic deformation ; South-Western Taiwan ; GPS ; geodesy ; space remote sensing ; geology ; geophysics.*