



**HAL**  
open science

# Analyse de dix ans de déformation du rift de Corinthe (Grèce) par géodésie spatiale

Antonio Avallone

► **To cite this version:**

Antonio Avallone. Analyse de dix ans de déformation du rift de Corinthe (Grèce) par géodésie spatiale. Sciences de la Terre. Institut de Physique du Globe de Paris, 2003. Français. NNT : . tel-01576320

**HAL Id: tel-01576320**

**<https://theses.hal.science/tel-01576320>**

Submitted on 22 Aug 2017

**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.

**INSTITUT DE PHYSIQUE DU GLOBE DE PARIS**  
**Département de Sismologie, UMR CNRS 7580**  
**Laboratoire de Sismologie**

**Thèse**

pour obtenir le diplôme de

**DOCTEUR EN GEOPHYSIQUE**

Spécialité: Sismogenèse

présentée par

**Antonio Avallone**

Le vendredi 27 Juin 2003, à 10h, en salle bleue.

---

**Analyse de dix ans de déformation du rift de  
Corinthe (Grèce) par géodésie spatiale**

---

**Thèse soutenue publiquement devant le jury composé de:**

M. Alexis Rigo ..... Rapporteur  
M. Christophe Vigny ..... Rapporteur  
M. Pascal Bernard ..... Examineur  
M. Dimitris Paradissis..... Examineur  
M. Haris Kontoes..... Examineur  
M. Pierre Briole ..... Directeur de Thèse

# Tables des matières

Tables des matières .....	1
Introduction .....	3
Chapitre 1 Cadre géodynamique.....	5
1.1 A l'échelle de la Méditerranée .....	5
1.2 A l'échelle de la Grèce.....	15
1.3 Le Golfe de Corinthe.....	17
1.4 Les modèles de déformation proposés .....	26
Chapitre 2 La déformation .....	31
2.1 Les réseaux géodésiques en Grèce .....	31
2.2 Les campagnes de mesure dans le Golfe de Corinthe.....	34
2.3 Le traitement des données .....	44
2.4 Le problème de la composante verticale .....	46
2.5 Stratégie des calculs des réseaux de 1 <sup>er</sup> et 2 <sup>ème</sup> ordre .....	55
2.6 Analyse du bruit sur les résultats.....	56
2.6.1 La précision sur le court-terme.....	56
2.6.2 La précision sur le long-terme.....	60
2.7 Le champ de vitesse .....	68
2.8 La déformation à l'échelle de la Grèce centrale .....	75
2.9 Interprétations des résultats .....	82
2.10 Le réseau de 2 <sup>ème</sup> ordre du Golfe de Corinthe .....	85
2.11 Le GPS cinématique.....	96
2.12 ANNEXE 2.A.....	101
2.12.1 Article soumis au CRAS, <i>Comptes Rendus de l'Académie des Sciences</i> (Edition Spéciale Golfe de Corinthe): .....	101
2.13 ANNEXE 2.B.....	103
Exemple de fiche descriptive d'un point GPS .....	103
2.14 ANNEXE 2.C.....	107
2.14.1 Exemple de fiche de campagne .....	107
Chapitre 3 Interférométrie radar .....	111
3.1 Caractéristiques du radar et de ses prises de vue .....	111
3.2 Rappel du principe de l'interférométrie radar .....	115
3.3 Description de la base de données.....	116
3.4 Traitement interférométrique .....	122
3.5 Les interférogrammes produits.....	127
3.6 La cohérence et les évidences des effets troposphériques.....	132
3.7 Etude troposphérique.....	138
3.7.1 Carte de cohérence et Réflecteurs Potentiellement Permanents (RPP).....	138
3.7.2 Les Réflecteurs Permanents (RP).....	141
3.7.3 Chaîne complète de traitement .....	144
3.7.4 Filtrage .....	145
3.7.5 Correction troposphérique globale et leur validation.....	145
3.7.7 Détection et corrections des effets troposphériques locales.....	150
3.7.8 Cartes de déformation moyenne.....	153
3.8 Le modèle du séisme d'Aigion .....	158

3.9	ANNEXE 3.A.....	163
3.9.1	Les interférogrammes bruts.....	163
3.10	ANNEXE 3.B.....	179
3.10.1	<i>Proceeding to EUSAR (European Conference on Synthetic Aperture Radar),</i> 2002, Cologne: .....	179
3.11	ANNEXE 3.C.....	181
3.11.1	<i>Proceeding to IGARSS'03 (International Geoscience and Remote Sensing</i> <i>Symposium), Toulouse: .....</i>	181
Chapitre 4	Conclusion et Perspectives .....	183
4.1	Le GPS .....	183
4.2	L'interférométrie radar.....	188
	Bibliographie.....	193

## Introduction

Le Golfe de Corinthe, situé entre la Grèce centrale et le Péloponnèse, est un des rifts les plus actives de la mer Egée. Il apparaît comme une structure principalement asymétrique, dans laquelle les évidences géologiques et géodésiques suggèrent des taux de glissement de 1 mm/an sur les failles majeures orientées E-W bordant le golfe. Cette région est caractérisée par un niveau de sismicité très important et elle a été touchée plusieurs fois dans le passé par des tremblements de terre modérés et forts ( $M_s=5-6.7$ ).

La finalité de cette étude est de contribuer à la compréhension générale du rift du Golfe de Corinthe et du cycle sismique sur les failles majeures qui le bordent. Ceci a été fait en essayant de détecter, estimer et interpréter les mouvements inter-sismiques horizontaux et verticaux grâce à l'utilisation de techniques de géodésie spatiale, telles que le GPS et l'interférométrie radar.

Ce mémoire est organisé en quatre chapitres:

- 1) Le premier chapitre décrit le cadre géodynamique dans lequel s'inscrit le Golfe de Corinthe. Cette introduction permettra de familiariser le lecteur avec le contexte tectonique de la région à diverses échelles: celle de la Méditerranée orientale, puis de la Grèce, pour ensuite se focaliser sur le rift du Golfe de Corinthe.
- 2) Le deuxième chapitre décrit en détail le réseau GPS du 1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> ordre du Golfe de Corinthe et les différentes campagnes de mesures qui y ont été organisées, pour ensuite présenter l'analyse minutieuse de l'importante base de données collectées. Nous montrerons que l'importante base de données à disposition, la densité de points mesuré et l'intervalle de temps couvert par les données (11 ans) nous permettent d'échantillonner les mouvements de failles actives majeures présentes au nord du

Péloponnèse, d'identifier avec plus de précision que les études précédentes, les régions où la déformation se distribue et où la déformation se concentre, et d'estimer avec plus de confiance les mouvements relatifs entre le bloc nord du Golfe de Corinthe et le Péloponnèse. Cette étude fait l'objet d'un article (présenté en annexe 2.A) soumis à un volume spéciale du CRAS (*Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*) sur le Golfe de Corinthe. En s'appuyant sur le champ de vitesse obtenu sur les derniers 11 ans, nous nous intéresserons aussi à la comparaison entre les coordonnées des anciens piliers de triangulation mesurées dans les années 1970, et celles obtenu par GPS. Enfin, nous présenterons les résultats de GPS cinématique, dans certaines régions du golfe, menées avec le but d'acquérir des observations sur une région plus étendue.

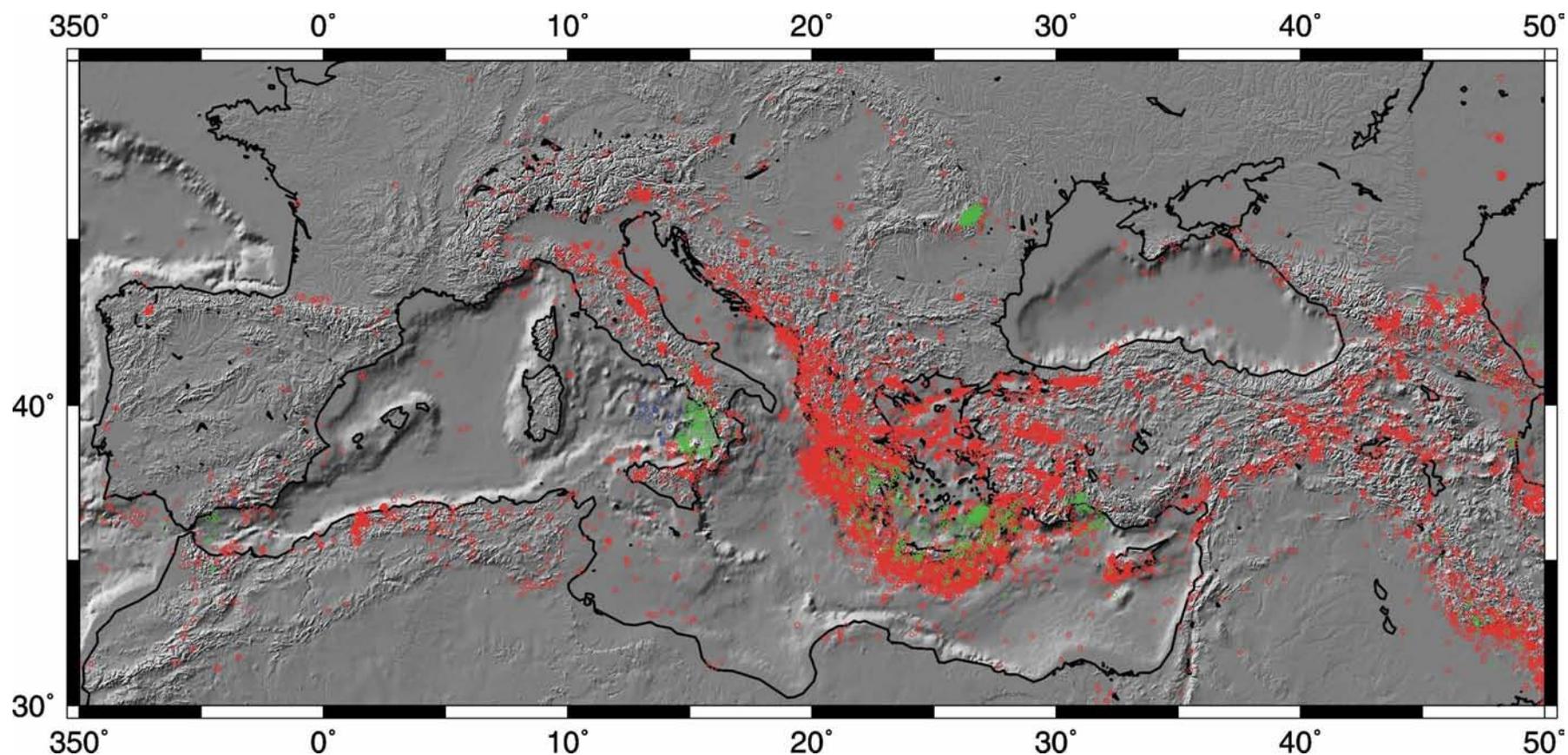
- 3) Le troisième chapitre est dédié à l'analyse des mouvements verticaux inter-sismiques du Golfe de Corinthe au moyen de l'interférométrie radar. Si, d'une part les mouvements horizontaux attendus (1.2 cm/an en moyenne) sont bien au dessus des précisions obtenues par le GPS aujourd'hui, d'autre part, les mouvements verticaux attendus dans cette région sont très faibles (2-3 mm/an). Bien que l'interférométrie radar ait fait déjà ses preuves, diverses sont encore les sources de bruit qui en réduisent la précision pour la détection de mouvements verticaux aussi faibles. Dans cette étude nous nous intéresserons à l'analyse de la contribution atmosphérique dans les interférogrammes. Pour faire cela, nous proposerons et décrirons une méthode et une chaîne de traitement afin de minimiser les perturbations troposphériques à grande et petite longueur d'onde. Cette méthode fait l'objet de deux articles (présentés dans les annexes 3.B et 3.C) publiés respectivement au *Proceedings of the 4th European Conference on Synthetic Aperture Radar (EUSAR)* et au *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'03)*.

# Chapitre 1 : Cadre géodynamique

## 1.1 *A l'échelle de la Méditerranée*

Le cadre tectonique de la Mer Méditerranée est dominé par la collision des plaques Arabique et Africaine contre l'Eurasie (McKenzie, 1978; Jackson et McKenzie, 1984, 1988) qui évolue à partir de la fermeture de la Téthys, l'ancien océan qui séparait au Mésozoïque l'Eurasie de l'Afrique. Il y a 180 Ma, avec la formation de la dorsale atlantique, la plaque Africaine a commencé son mouvement d'éloignement de l'Amérique du Sud (Dercourt, 1970).

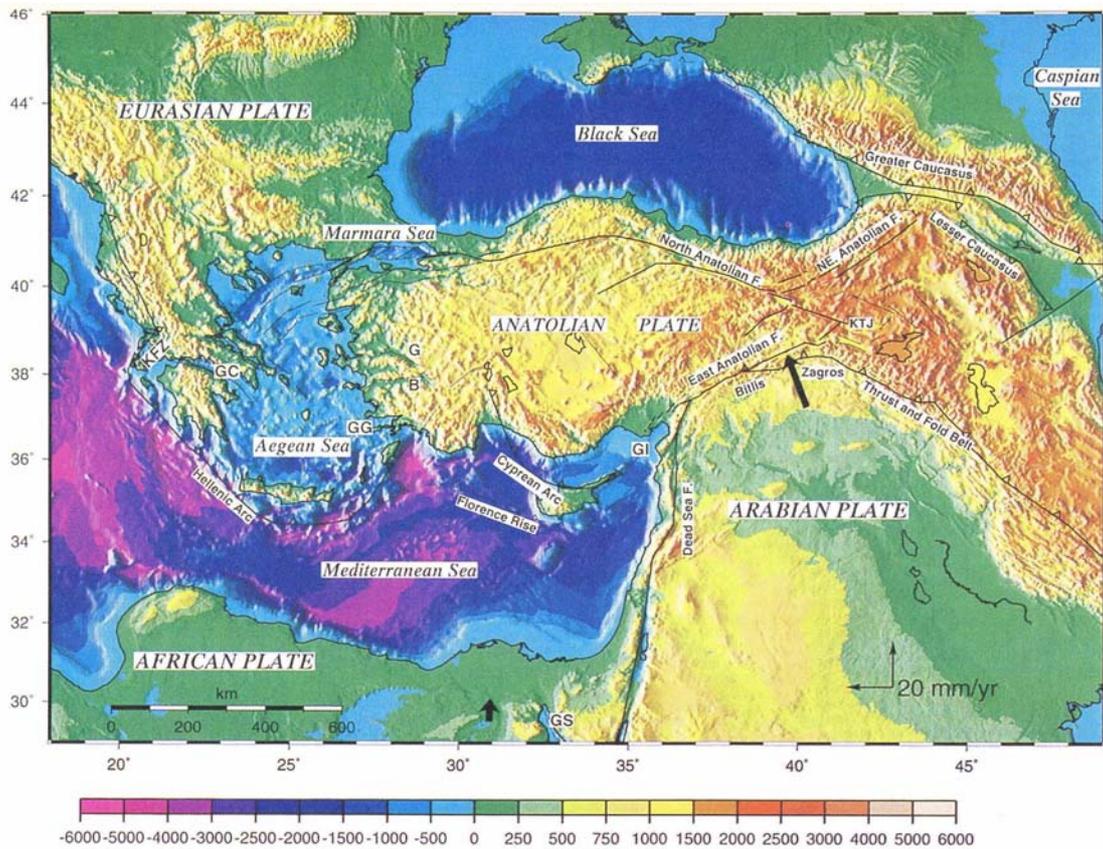
L'observation de la topographie (et bathymétrie) et de la distribution de la sismicité dans le bassin méditerranéen (Fig. 1.1) révèle que ce régime de convergence se manifeste par la collision continentale en correspondance de la chaîne des Alpes, et plus à l'est, des Dinarides, des Albanides, jusqu'en Grèce par les Hellénides, et à travers deux fronts de subduction le long des arcs calabrais, dans le côté sicilien, et hellénique, dans le côté grec, où les restes de croûte océanique de la marge du continent Africain sont consommés. De cette figure, on peut noter comment la région de la Grèce entière est touchée par ce phénomène.



**Fig. 1.1:** Distribution de la sismicité dans le bassin Méditerranéen. Les séismes ici montrés, produits entre le 1963 et le 1999 avec une magnitude  $M_s \geq 4$ , ont été extraits de la base de données de l'USGS (<http://pubs.usgs.gov/publications>). Les diverses couleurs représentent les différentes profondeurs auxquelles ces séismes ont eu lieu: rouge,  $h < 70$  km; vert,  $70 < h < 350$  km; bleu,  $h > 350$  km.

**Fig. 1.1:** Distribution of the seismicity in the Mediterranean region. The dots shown in the figure indicate the earthquakes, occurred between 1963 and 1999 with a magnitude  $M_s \geq 4$ , and extracted from the database of the USGS (<http://pubs.usgs.gov/publications>). Colours correspond to different hypocentre depths: red,  $h < 70$  km; green,  $70 < h < 350$  km; blue,  $h > 350$  km.

Ce mouvement, pour les derniers 10 Ma, a mené au contact entre les plaques Eurasie et Afrique, qui se traduit dans une compression orientée nord-est sud-ouest. La région de la Méditerranée orientale est une région très complexe et déjà bien identifiée comme un laboratoire naturel pour l'étude de la cinématique et la dynamique de l'interaction des plaques (Plag et al., 1998) à cause de la grande variété de processus tectoniques qui se produisent. Cela comprend différents stades de collision continentale (Bitlis Zagros, Caucase et Mer Noire), de subduction de lithosphère océanique et extension de bassin d'arrière arc associée (Chypre, Arc Hellénique, Arc Calabre, Mer Egée et Mer Tyrrhène), d'extension continentale (Turquie occidentale, Mer de Marmara, Golfe de Corinthe), failles de décrochement majeures (Failles Nord et Est Anatolienne, Faille de la Mer Morte) et différents autres processus à plus petite échelle associés aux interactions entre les plaques Afrique, Arabie et Eurasie. Tous ces processus sont contenus dans une région qui fait 2000 km de large. Les axes tectoniques majeurs de cette région sont montrés dans la Fig. 1.2. Les modèles de tectonique des plaques proposés jusqu'à présent (De Mets et al., 1990; Jestin et al., 1994), basés sur l'analyse de l'extension du fond océanique, des systèmes de failles et des vecteurs de déplacement liés aux séismes ayant eu lieu dans la région, indiquent que la plaque Arabique se déplace en direction nord-nord-est par rapport à la plaque Eurasienne, avec une vitesse de 18 à 25 mm/an. Ces valeurs sont moyennés sur une période de temps de près de 3 Ma. Ces modèles indiquent aussi que la plaque Africaine se déplace vers le nord, par rapport à l'Eurasie, à une vitesse de 10 mm/an. Les mouvements différentiels, donc, entre l'Arabie et l'Afrique (~10-15 mm/an) sont accommodés par un glissement décrochant sénestre le long de la Faille de la mer Morte (Oral et al, 1994). Les ouvertures du Golfe d'Aden et de la Mer Rouge ont apportés leur contribution aux raccourcissements lithosphériques entre les plaques Arabique et Eurasiatique (Cochran, 1981, 1983; LaBrecque & Zitellini, 1985).



**Fig. 1.2:** Carte sismotectonique simplifiée de la région de la Mer Méditerranée orientale superposée à la topographie et à la bathymétrie (d'après McClusky et al., 2000).

**Fig. 1.2:** Simplified seismotectonic map of the Eastern Mediterranean region. This map is superimposed on the topography and the bathymetry (from McClusky et al., 2000).

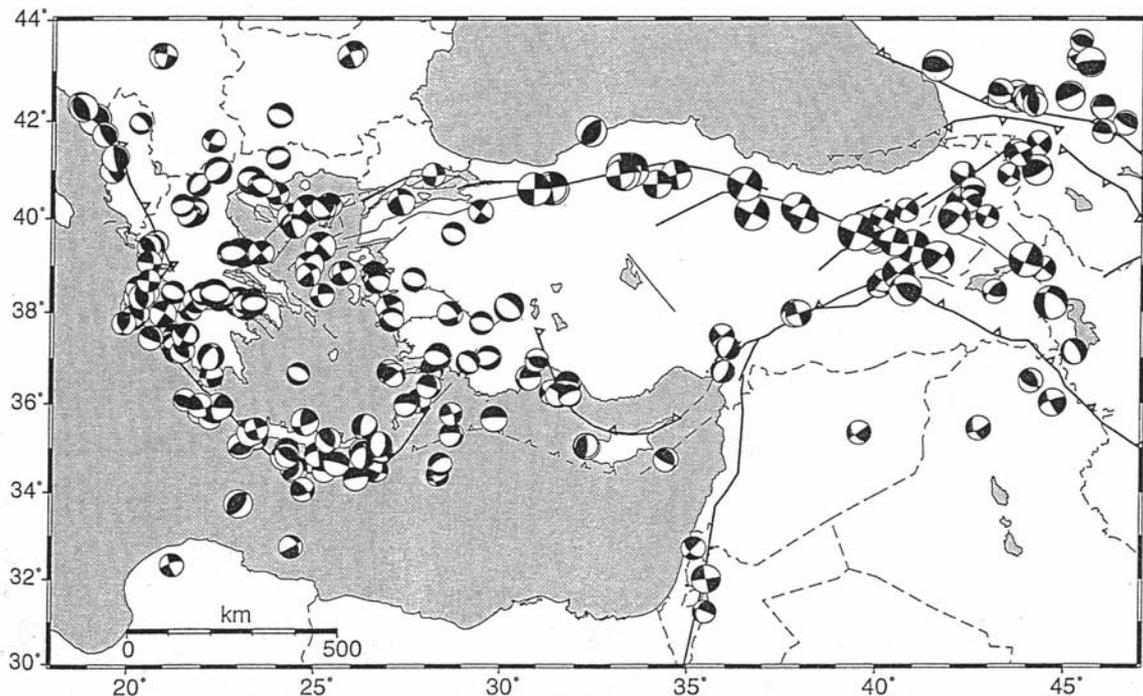
Le mouvement de la plaque Africaine par rapport à l'Eurasie provoque une collision continentale tout le long le système de plies et chevauchements du Bitlis - Zagros (Bitlis - Zagros fold and thrust belt), une activité sismique très intense (Fig. 1.3) (Jackson & McKenzie, 1988; Ambraseys & Jackson, 1990) et une topographie accentuée dans la Turquie orientale et dans les montagnes du Caucase (Philip et al., 1989 ; Rebaï et al., 1993; Reilinger et al., 1997b). McKenzie (1978) a aussi proposé un mouvement vers l'ouest de la plaque Anatolienne, qui est en train d'être expulsée de la région de compression maximale. On définit Anatolie, en accord avec Reilinger et al. (1997a) et McClusky et al. (2000), la région de la Turquie occidentale à l'ouest du point triple de Karliova (KTJ) et se situant entre les failles Nord et Est Anatolienne. Des modèles numériques montrent que la seule convergence des plaques Arabe et Africaine ne peut pas expliquer le mouvement de l'Anatolie (Kasapoglu & Toksöz, 1983; Cianetti et al., 1997; Lundgren et al., 1998). D'autres forces,

telles que le retrait de la plaque Africaine en subduction ('slab') (Meijer & Wortel, 1996; Jolivet & Faccenna, 2000), des forces gravitationnelles (Le Pichon et al., 1995) et le blocage de la Grèce centrale par l'Apulie (Taymaz et al., 1991; Cianetti et al., 2001), ont été proposées pour reproduire le champ de vitesse. Un raccourcissement de la croûte dans le Caucase est aussi supposé être dû à la collision de l'Arabie avec l'Eurasie (Philip et al., 1989; Rebaï et al., 1993). La plaque Africaine est en subduction le long de l'arc Hellénique avec un taux de déplacement qui est réputé plus important que le mouvement vers le nord lui-même (Sonder & England, 1989; Royden, 1993, Jolivet & Faccenna, 2000), en comportant ainsi un déplacement vers le sud de l'arc par rapport à l'Eurasie. Cette subduction est aussi supposée de se produire tout le long de l'arc de Chypre et en correspondance de la région de Florence au sud de la Turquie.

Une amélioration significative à ce simple modèle de trois plaques dans la Méditerranée orientale a été apporté par la sismique (Fig. 1.1 et Fig. 1.3), les études des fractures de surface et les images aériennes et satellitaires. En utilisant ces types de données McKenzie (1970), Jackson & McKenzie (1984) et Jackson (1992) ont développé un modèle de tectonique des plaques pour la compréhension de la déformation dans cette région. Ils suggèrent que la lithosphère continentale tend à migrer latéralement de la région de compression, probablement pour minimiser le relief topographique. Ainsi ils suggèrent que la plaque Anatolienne se déplace vers l'ouest de la région d'intense convergence de la Turquie orientale. En s'appuyant sur les déplacements liés aux séismes ayant eu lieu sur la Faille Nord Anatolienne, ils en ont déduit, donc, un taux de rotation de  $6^\circ/\text{Ma}$  pour l'Anatolie-Eurasie, autour d'un pôle localisé à  $14.6^\circ\text{N}$  et  $34.0^\circ\text{E}$ , alors que, plus récemment, les vecteurs GPS de McClusky et al. (2000) et Reilinger et al. (1997a) montrent un pôle localisé plus au nord, dans le delta du Nil. Jackson & McKenzie (1984) proposent aussi l'existence d'une plaque Egéenne qui se déplace avec une vitesse qui est remarquablement différente de la plaque Anatolienne, et une région d'extension nord-sud en Turquie occidentale.

Les mécanismes aux foyers illustrés en Fig. 1.3, montrent bien les régions non-sismiques de l'Anatolie et l'Egée méridionale, l'extension nord-sud en Turquie occidentale et les failles de décrochement majeures qui accommodent le mouvement de l'Anatolie et de l'Arabie. Plus à l'ouest, la Faille de Céphalonie, près des îles de la mer Ionienne centrale, présente les caractéristiques d'un décrochement latéral-dextre (McKenzie, 1978), et elle a été interprétée comme une limite entre les blocs de l'Apulie et l'Egée (Kahle et al., 2000), où la déformation entre la collision Apulie/Grèce centrale et la subduction Afrique/Arc Hellénique est accommodée. Ce linéament tectonique est clairement indiqué par les taux de déformation

obtenus à partir des données GPS disponibles dans la région et des mécanismes aux foyers des séismes majeurs (Kahle et al., 1993, 1996; Peter et al., 1998).



**Fig. 1.3:** Distribution des mécanismes aux foyers dans la Méditerranée orientale présentant une magnitude  $M_s \geq 5$  et localisé à une profondeur de  $< 100$  km (d'après le Catalogue CMT [Dziewonski et al., 1981], Jackson & McKenzie, 1988).

**Fig. 1.3:** Distribution of the focal mechanisms in the Eastern Mediterranean area. The events have a magnitude  $M_s \geq 5$  and are localised at depths  $< 100$  km (extracted from the Harvard CMT catalogue [Dziewonski et al., 1981], Jackson & McKenzie, 1988).

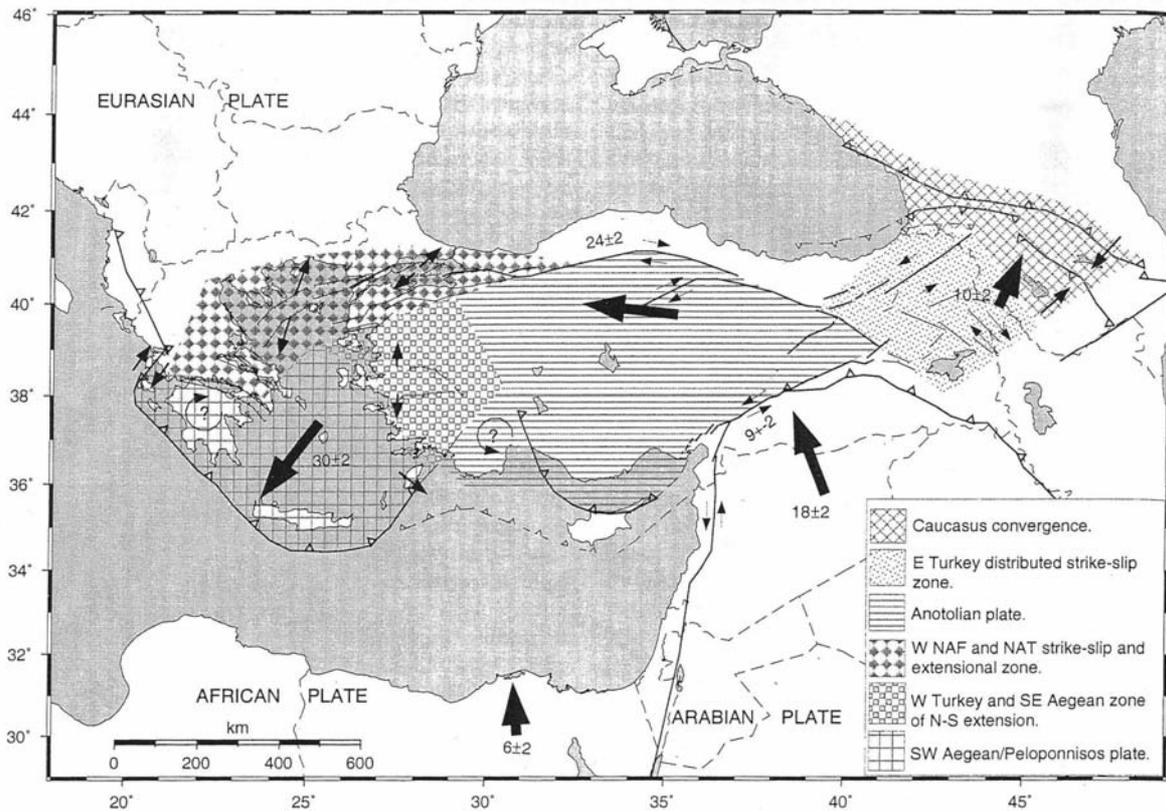
Pour la présence de cette importante variété de phénomènes tectoniques, le bassin de la mer Méditerranée est l'un des plus sismique au monde, comme il est bien représenté, d'ailleurs, en Fig. 1.3. La figure montre les mécanismes aux foyers des tremblements de terre ayant eu lieu entre le 1961 et le 1983 avec une magnitude  $M_s \geq 5$  et une profondeur  $< 100$  km (Catalogue CMT [Dziewonski et al., 1981], Jackson & McKenzie, 1988). A première vue, la zone caractérisée par une déformation active fait 2000 km de large, mais en regardant mieux, la sismicité la plus intense se produit en correspondance ou près des ceintures montagneuses (Fig. 1.1), avec des régions relativement plaines comme la mer Adriatique, la Turquie centrale, la mer Caspienne méridionale, l'Iran central et l'Afghanistan occidental, qui apparaissent relativement asismiques (Fig. 1.3) (Jackson & McKenzie, 1984; Anderson & Jackson, 1987). Une distribution sismique apparaît très localisée sur la Faille de la Mer Morte,

alors qu'une activité plus prononcée suit les zones de la Faille Est Anatolienne et de la Faille Nord Anatolienne jusqu'à passer dans la dépression du nord Egée, ainsi qu'à l'arc Hellénique et au rejet bathymétrique Pliny-Strabo. Cette même distribution de zones fortement sismiques et zones relativement asismiques a été déjà noté dans la sismicité historique de la région (Ambraseys, 1975; Ambraseys & Melville, 1982). Ces auteurs indiquaient que la distribution de la sismicité basé sur les données d'approximativement 20 ans est probablement représentative de périodes beaucoup plus longues. Cette nette distribution de la sismicité définit clairement les limites des micro-plaques Anatolienne et Egéenne.

Les premières observations de SLR (Satellite Laser Ranging) (Smith et al., 1994; Noomen et al., 1996) montrent que le champ de vitesse dans la Méditerranée orientale et dans l'Asie Mineure est caractérisé par un déplacement vers l'ouest de l'Anatolie et un mouvement vers sud-ouest, vers la région de la mer Egée, avec des taux qui varient entre 20 et 35 mm/an. Le Pichon et al. (1995) et Reilinger et al. (1997a) ont décrit le champ de vitesse de la région Anatolie-Egée comme une rotation anti-horaire ( $2.4^\circ/\text{Ma}$ ) autour d'un pôle localisé près du nord Egypte. D'autre part, sur la base de données VLBI (Very Long Baseline Interferometry), SLR et les premiers données GPS, Ward (1998) avait calculé les taux de déformation maximale en Europe, alors que, plus récemment, McClusky et al. (2000) ont combiné les données GPS de différentes campagnes déployées dans la région entre 1988 et 1997 (Fig. 1.4).

Le champ de vitesse suggère que le mouvement vers nord-ouest de l'Arabie est transféré directement à la région de la Turquie orientale, au nord de la suture de Bitlis. La direction des vitesses tourne progressivement vers l'est, en résultant ainsi dans une convergence approximativement normale au front Caucasique. Cette rotation a été interprétée comme l'évidence de failles de décrochement latérales-dextres (Reilinger et al., 1997b), en accord avec le modèle proposé par Jackson (1992). Comme on peut noter dans la Fig. 1.4, la compression entre le Caucase méridionale et septentrionale est de  $10 \pm 2$  mm/an, dont le 60% semble concentré dans le dernier (McClusky et al., 2000). Ces valeurs de déformation sont largement (3-10 fois) supérieures à celles déterminées à partir des tremblements de terre qui ont eu lieu dans la région, impliquant ainsi une importante déformation asismique (Jackson & McKenzie, 1988; Philip et al., 1989; Reilinger et al., 1997b; Jackson & Ambraseys, 1997). La Turquie centrale (Anatolie) se déplace de façon cohérente avec une déformation interne inférieure à 2 mm/an. Le mouvement de l'Anatolie est limité au nord par la Faille Nord Anatolienne (décrochant dextre) et au SE par la Faille Est Anatolienne (décrochant sénestre). Les taux de glissement sur ces deux failles majeures sont de  $24 \pm 1$  mm/an pour la première et

9 ± 1 mm/an pour la deuxième. La cartographie de surface (Fig. 1.2) et les mécanismes aux foyers des séismes (Fig. 1.3) indiquent que la Faille Nord Anatolienne devient plus compliquée, en se bifurquant en différentes branches et en présentant des mécanismes aux foyers décrochant ainsi que extensives, à l'ouest de 31°E (Barka & Kadinsky-Cade, 1988; Barka, 1992).

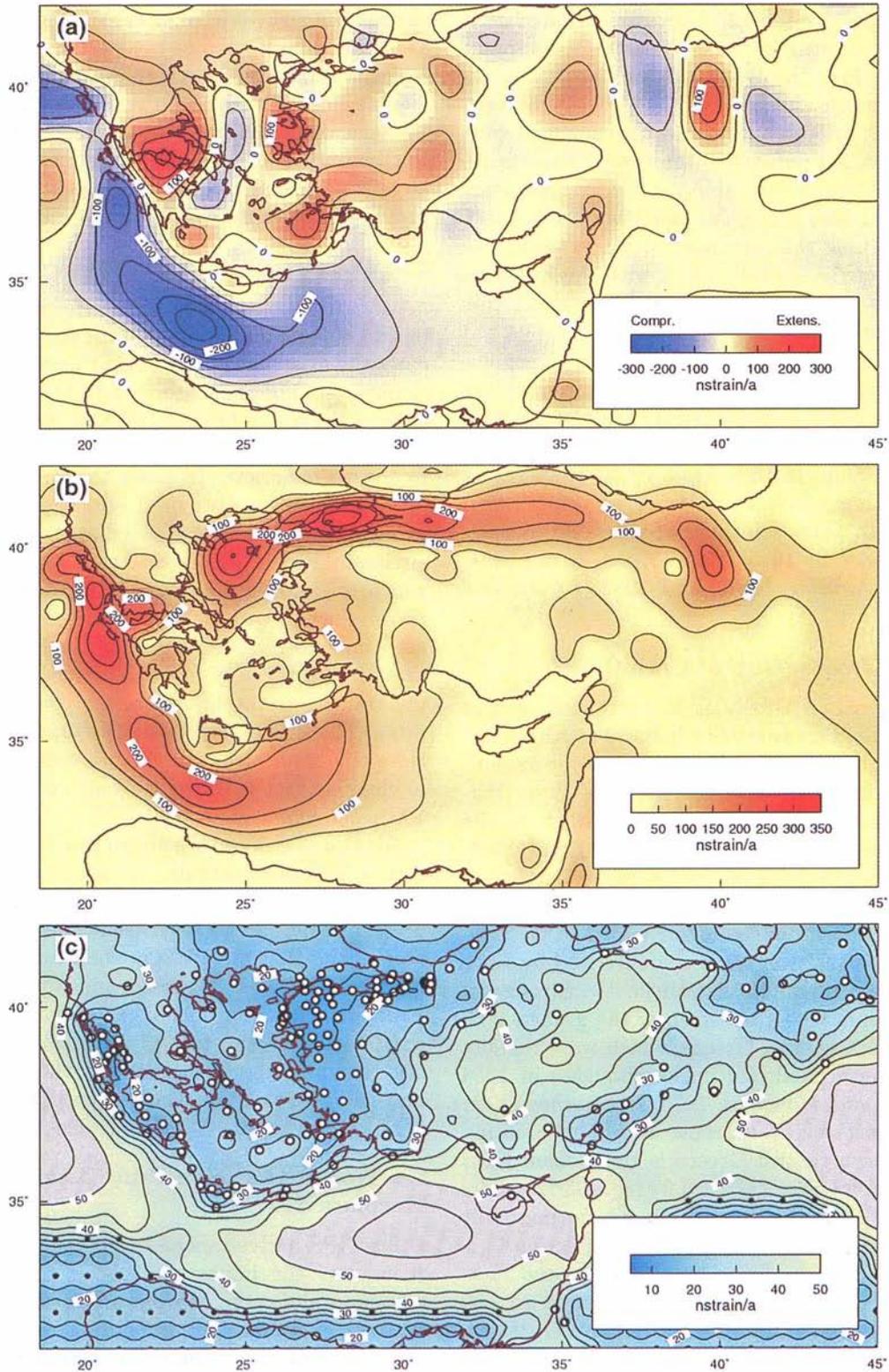


**Fig. 1.4:** Schéma du champ de vitesse obtenu par McClusky et al. (2000) à partir de données GPS acquises entre le 1988 et le 1997 au cours des différentes campagnes menées dans la région. Les différents symboles représentent les régions où le mouvement est cohérent et les zones où la déformation est distribuée. Les grosses flèches correspondent aux mouvements régionaux généraux. Les linéaments tectoniques sont les mêmes que dans la Fig. 1.2 (NAF, North Anatolian Fault; NAT, Nord Aegean Trough) (d'après McClusky et al., 2000).

**Fig. 1.4:** Sketch map of the velocity field obtained by McClusky et al. (2000) from GPS data acquired between 1988 and 1997 during several field surveys carried out in the Eastern Mediterranean region. Symbols represent the regions where the movement is coherent (as a block) and regions where the deformation is diffuse. Big arrows indicate the general regional movements. Tectonic structures correspond to those represented in Fig. 1.2 (NAF, North Anatolian Fault; NAT, Nord Aegean Trough) (from McClusky et al., 2000).

Les stations localisées à l'ouest de 31°E montrent des mouvement significatifs par rapport à l'Anatolie. La direction des vitesses met en évidence le passage d'un mouvement vers l'ouest à une extension nord-sud en Turquie occidentale. Par rapport a l'Eurasie, l'Égée sud-occidentale et le Péloponnèse se déplacent vers le sud-sud-ouest à une vitesse moyenne de 30

$\pm 2$  mm/an et de façon cohérente avec des valeurs de déformation interne très basses ( $< 2$  mm/an). L'Egée sud-orientale, en revanche, se différencie significativement de ce mouvement, avec une rotation en sens anti-horaire, se déplaçant vers la fosse Hellénique (vers sud-est) à une vitesse de  $10 \pm 1$  mm/an par rapport à l'Egée sud-occidentale. Le champ de vitesse déterminé par McClusky et al. (2000), a permis à Kahle et al. (2000) de déduire un champ de déformation très détaillé pour la détection des axes principaux et des valeurs du tenseur de déformation en correspondance des failles majeures (Fig. 1.5). Deux régions principales très étendues sont caractérisées par des valeurs de décrochement de 200 à 350 nstrain/an. La première, en haut de la Fig. 1.5b, semble lier les régions du Caucase occidentale au nord Egée tout en suivant la Faille Nord Anatolienne. Cette anomalie atteint deux larges maximums en correspondance de la mer de Marmara et la dépression du nord Egée. Si, d'un côté, l'anomalie dans la mer de Marmara semble être parfaitement localisée et suivre les structures présentes dans le bassin, d'autre côté, l'anomalie dans le nord Egée est plus large. Divers auteurs (Taymaz et al., 1991; Stiros, 1993; Armijo et al., 1996) ont proposé que, en cette région, la Faille Nord Anatolienne se repartie en plusieurs branches orientées nord-est sud-ouest et où les mécanismes aux foyers montrent des comportements et extensives et de décrochement latéral-dextre. Toute cette région semble caractérisée par des valeurs moyennes d'extension et compression (Fig. 1.5a), si on exclut deux régions où l'extension apparaît importante et très localisée: sur la partie orientale de la faille Nord Anatolienne, près du point triple de Karliova, au nord de la suture Bitlis-Zagros, et dans l'Anatolie occidentale, dans le Golfe d'Edremit (300 nstrain/an, Kahle et al., 2000). Il faut aussi signaler dans l'Egée sud-oriental, près des îles de Dodekassina, une extension orientée principalement nord-ouest sud-est et atteignant approximativement 90 nstrain/an. L'autre importante anomalie du champ de déformation décrochant présente dans la Fig. 1.5b apparaît concentré tout le long de la partie occidentale de l'arc hellénique, en passant par les îles de la mer Ionienne centrale jusqu'à l'Adriatique. Cette déformation atteint des valeurs maximales de 150 nstrain/an en correspondance de la faille décrochant latérale-dextre de Céphalonie.



**Fig. 1.5:** Distribution des taux de déformation compressifs (et extensifs) (a) et décrochant (b) obtenue par Kahle et al. (2000) à partir du champ de vitesse retrouvé par McClusky et al. (2000). Les incertitudes (c) sont identiques dans les deux cas (d'après Kahle et al., 2000).

**Fig. 1.5:** Distribution of the strain rates calculated by Kahle et al. (2000) from the velocity field obtained by McClusky et al. (2000). (a) Compressive and extensive strain rates; (b) strike-slip strain rates; (c) uncertainties (from Kahle et al., 2000).

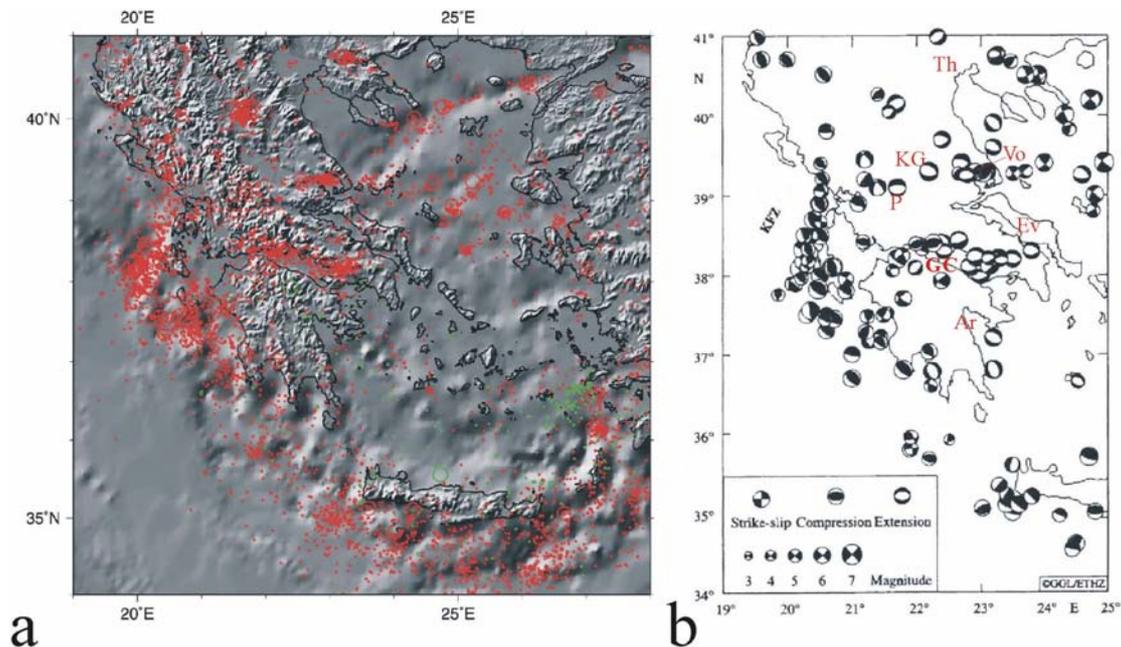
La Fig. 1.5a montre aussi une compression très étendue avec des valeurs moyennes très élevées, dont les axes principaux sont perpendiculaires à l'arc hellénique au sud et aux côtes dalmatiennes au nord. La Grèce centrale, et plus en particulier, le Golfe de Corinthe, semble être caractérisée par des valeurs d'extension très importantes ( $> 200$  nstrain/an).

Des mouvements relatifs considérables semblent exister entre le Péloponnèse et la Grèce centrale. Taymaz et al. (1991) ont présentés un modèle pour la zone de déformation entre l'Egée méridional et le nord de la Grèce. En prenant en compte les données paléomagnétiques de Kissel & Lay (1988), qui indiquent une rotation en sens horaire de  $45^\circ$  dans le post-Oligocène ( $< 24$  Ma) du bord Albanie-Grèce, ils proposent que ce bord est bloqué au nord par la collision avec l'Apulie et qu'il a tourné vers le sud à cause de la poussée de l'Anatolie. Jackson et al. (1992) ont utilisés les tenseur du moment sismique des tremblements de terre produits dans la région de la mer Egée afin d'en dériver un champ de vitesse continu par rapport à l'Europe. Ils montrent que la déformation en Grèce centrale et dans le nord Egée accommode les mouvements différentiels entre la Grèce septentrionale et l'extrusion vers la zone de subduction (au sud-ouest) à  $30$  mm/an de l'Anatolie-Egée, en général accord avec Taymaz et al. (1991). Ces résultats indiquent que la Grèce centrale peut être considérée comme la zone d'accommodation de la déformation entre le mouvement de la micro-plaque Anatolie-Egée vers la zone de subduction et la collision au nord avec l'Apulie.

## **1.2 A l'échelle de la Grèce**

Cette situation se traduit dans une sismicité très importante. L'analyse de la sismicité en Grèce sur une période de temps de 100 ans a montré que, même si imparfaite, elle révèle une activité associée à plusieurs structures tectoniques actives (Ambraseys & Jackson, 1990). D'autre part ils suggèrent que l'absence de séismes majeurs associé à la côte nord-orientale d'Evvia, du Golfe d'Argos, ou du graben qui borde les flancs nord-orientales du Mt. Parnasse, indique que l'activité sur 100 ans n'est pas, tout de même, suffisante pour révéler toutes les structures majeures présentes dans la région. Du point de vue du risque sismique, l'absence de séismes de magnitude  $M_w > 6.7$  en Grèce centrale est consistante avec les remarques de Roberts & Jackson (1990), selon lesquelles le graben le plus grand est borde par des failles qui sont segmentées et qui ont une longueur maximale de 15-20 km. La distribution de la sismicité en Grèce (Fig. 1.6a) ne semble pas seulement suivre les linéaments tectoniques principaux, tels que l'arc hellénique, la faille de Céphalonie et la côte nord-occidentale de la Grèce, mais aussi elle met en évidence une activité relativement concentré dans d'autres

régions de la Grèce septentrionale et centrale. En mai et juin 1978, le graben Mygdonian, près de Thessaloniki, a été touché par une séquence sismique caractérisée par des événements de magnitude  $M_s \approx 6.5$ .



**Fig. 1.6:** Distribution de la sismicité en Grèce superposée à la topographie et à la bathymétrie. Ils sont représentés les séismes ( $M_s \leq 4$ ) produits dans la période 1963-1997 et ayant une profondeur localisée à moins de 70 km, en rouge, et entre 70 et 350 km, en vert. (b) Solutions des mécanismes aux foyers ( $M_s \leq 3$ ) des séismes qui ont eu lieu dans la région (d'après Peter et al., 1998).

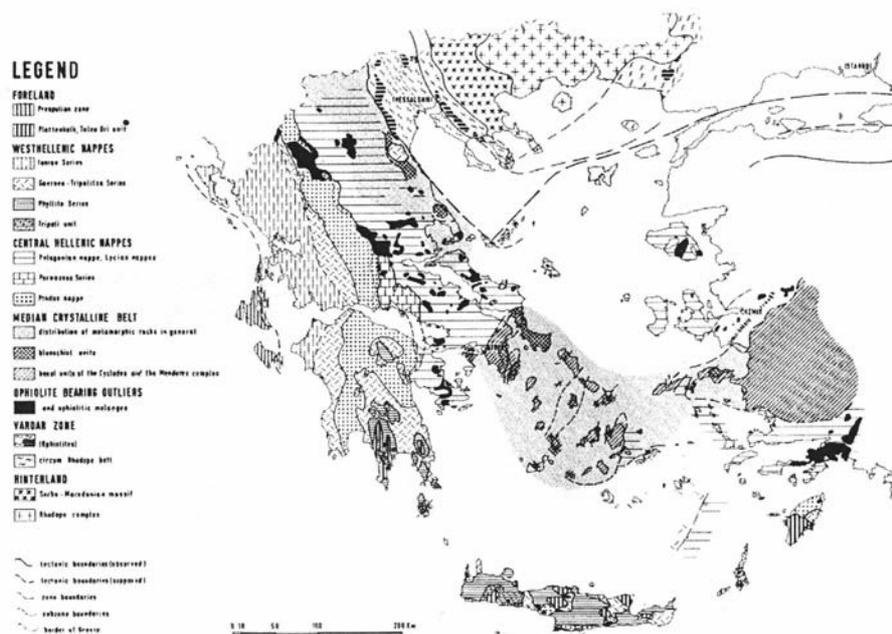
**Fig. 1.6:** Distribution of the seismicity in Greece superimposed on the topography and the bathymetry. (a) Only earthquakes occurred with magnitude  $M_s \leq 4$  between 1963 and 1997 have been represented. Colours indicate the different hypocentre depths: red,  $< 70$  km; green,  $70 < h < 350$  km. (b) Focal mechanism solutions of the earthquakes with magnitude  $M_s \leq 3$  occurred in the area (from Peter et al., 1998).

L'analyse des données GPS et de triangulation entre le 1979 et le 1994 (Martinod et al., 1997) et des mesures répétées de nivellement dans la période 1958-1978 (Stiros & Drakos, 2000) montrent une extension orientée principalement nord-sud. Cette extension concorde avec les directions d'extension déduites de l'analyse des mécanismes aux foyers des séismes principaux du 1978 (Soufleris & Stewart, 1981), des données de micro-sismicité (Hatzfeld et al., 1986), ainsi que de l'observation des failles en surface (Mercier et al., 1983). Plus tard, en juillet 1980, une autre séquence sismique, dont l'événement principal présentait une magnitude  $M_w = 6.5$ , a intéressé une région plus au sud, en Thessalie, au nord-ouest de l'île d'Eubée. Les données de nivellement entre le 1970 et le 1989 (Drakos et al., 2001) concordent avec les mécanismes aux foyers publiés par Papazachos et al. (1983) et par l'Université d'Harvard pour une extension produites sur des plaines de faille orientée est-nord-est ouest-sud-ouest.

Enfin, plus récemment, en Macédoine occidentale, Clarke et al. (1997) ont montré que les données géodésiques et les mécanismes aux foyers calculés pour le séisme de Kozani-Grevena ( $M_s=6.6$ ) s'accordaient bien avec une pure extension orientée nord-ouest sud-est. Le facteur le plus remarquable de la distribution de la sismicité présentée en Fig. 1.6 est représenté par l'intense activité dans le Golfe de Corinthe.

### 1.3 Le Golfe de Corinthe

Le Golfe de Corinthe recoupe en direction  $N120^\circ E$  la chaîne des Hellénides datant de l'orogénèse alpine et formée par la propagation vers l'avant pays à l'ouest de plis et chevauchements orientés  $N160^\circ E$  (Fig. 1.7). L'extension dont elle est aujourd'hui le siège intéresse donc une croûte continentale épaissie par un empilement de nappes sédimentaires datant du Mésozoïque au Tertiaire (Jacobshagen et al., 1978). Trois zones isopiques se sont ainsi chevauchées successivement d'est en ouest dans cette région pour former le substratum actuel du Golfe de Corinthe.

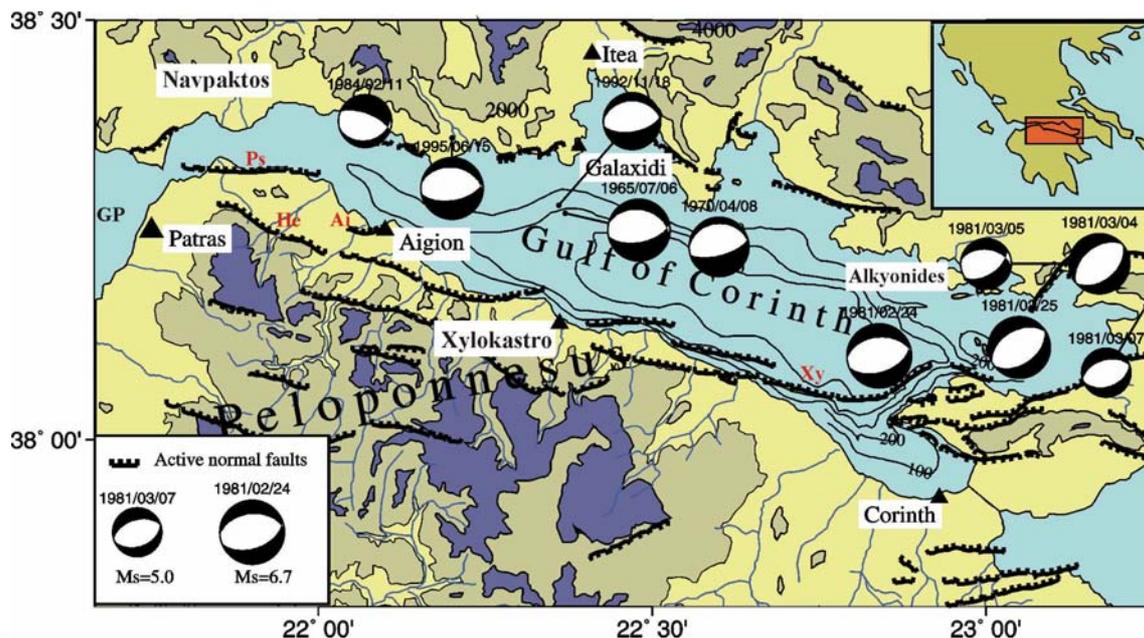


**Fig. 1.7:** Carte structurale de la Grèce. Ils sont représentés les zones isopiques des Hellénides (d'après Jacobshagen et al., 1978). En cette figure on peut noter comme le socle du Golfe de Corinthe soit formé par la superposition de trois nappes majeures: la zone Pélagonienne, tout à l'est, chevauche vers l'ouest la zone du Parnasse qui repose sur la nappe du Pinde (d'après Clément, 2000).

**Fig. 1.7:** Structural map of Greece showing the different folds and thrusts domains of Hellenides mountains (from Jacobshagen et al., 1978). This figure shows that the bedrock of the Gulf of Corinth is constituted by three main folds: the Pelagonian zone (on the east) overlaps, toward the west, the Parnasse zone. The latter overlaps the Pindous fold (from Clément, 2000).

La zone Pélagonienne, la plus orientale et la plus haute dans la série, a d'abord chevauché la zone du Parnasse. Puis l'activité a cessé sur ce front de chevauchement pour être relayée par un nouveau plus à l'ouest mobilisant la zone du Parnasse par dessus la zone du Pinde. Cela provoque l'origine sédimentaire et non cristalline de ce qui sera le socle de l'extension post-Miocène (< 5 Ma) et qui représente le toit du domaine mis en place par l'orogénèse alpine. Tiberi et al. (2000) et Tiberi et al. (2001), à la suite respectivement d'une étude tomographique et d'une analyse de données de gravité, ont supposé non seulement l'existence d'un amincissement de la croûte qui aurait eu lieu dans le Miocène et qui donc aurait été déjà présent au moment du "rifting" quaternaire du Golfe de Corinthe.

Le Golfe de Corinthe s'étend sur une surface de 130 km de long et ~30 km de large dans un azimut N120°E entre le Golfe des Alkyonides à l'est et le Golfe de Patras à l'ouest (Fig. 1.8). Sa topographie révèle la forme d'un graben asymétrique (demi graben) et la bathymétrie distingue un bassin profond 900 mètres au nord de Xylokastro (Sorel, 2000) qui suit l'orientation du golfe et souligne également l'escarpement de la côte sud comparé à la pente qui remonte doucement vers le nord.



**Fig. 1.8:** Carte sismotectonique du Golfe de Corinthe présentant les failles actives principales et les plus forts tremblements de terre ( $M_s \geq 5.8$ ) qui ont eu lieu dans la région à partir de 1981 (d'après Bernard et al., 1997a).

**Fig. 1.8:** Seismotectonic map of the Gulf of Corinth. Major active faults and the focal mechanisms of the strongest earthquakes ( $M_s \geq 5.8$ ) occurred since 1981, have been plotted (from Bernard et al., 1997a).

Il est délimité par des failles normales quaternaires affleurantes autant sur terre-ferme que en mer. Les failles actives qui le bordent aujourd'hui au sud (Psatopirgos, Aigion, Helike et

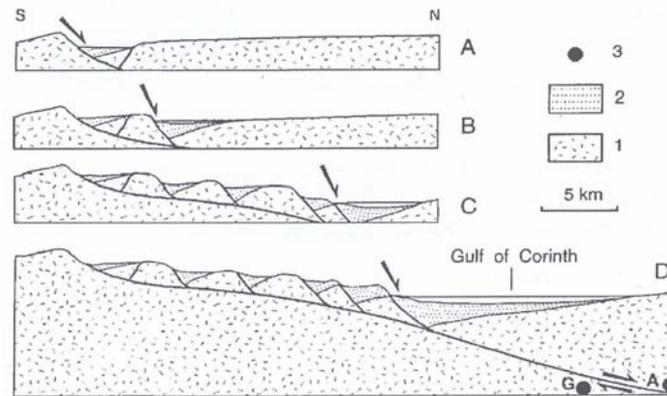
Xylokaastro) sont disposées en structures en-échelon orientées de N90°E à N110°E et plongeant vers le nord avec des angles d'immersion de 40°-50°.

Ces failles ont été toujours considérées comme les failles principales, à l'échelle de la croûte, qui sont à l'origine du rift (Dufaure, 1975; Sébrier, 1977; Jackson & McKenzie, 1983; Armijo et al., 1996). Des failles actives sont situées aussi en mer, près de la côte méridionale du golfe (Brooks & Ferentinos, 1984) avec une subsidence qui peut être aussi importante (par ex. 900 mètres au nord Xylokaastro), mais elles affleurent seulement dans la zone d'Aigion et Helike.

En revanche, sur le coté nord du golfe, les principales unités tectoniques sont représentées par quelques failles normales antithétiques à fort pendage plongeant vers le sud (par ex. les failles de Delphes à l'ouest et de Kaparelli à l'est [Piccardi, 2000]). Avec leur activation, le système de failles placé au sud et au nord du golfe a provoqué une surrection du nord du Péloponnèse et une subsidence du bord nord du golfe accompagnant sa flexion vers le sud (Dufaure, 1975).

Les terrains exondés dans l'épaulement du rift au sud du bassin de Corinthe mettent à jour une zone de sédimentation antérieure plus étendue, englobant le golfe. Une séquence de plus de 800 m d'épaisseur de dépôts du Néogène (Plio-Quaternaire) de type deltaïque (Gilbert fan delta) recouvre la majeure partie du nord du Péloponnèse et est découpée en blocs présentant chacun un basculement vers le sud de l'ordre de 30° (Leeder & Jackson, 1993). Keraudren & Sorel (1987) considèrent que ces dépôts sont essentiellement d'origine lacustre sauf depuis les derniers ~500.000 ans, dominés par des incursions marines dues à des variations (glacio-) eustatiques de la mer. En revanche, le nord du golfe est totalement dépourvu de dépôts plio-quaternaires et seuls affleurent les sédiments calcaires qui composent les nappes des Hellénides dans cette région centrale du golfe. Il faut remonter plus au nord dans les bassins perchés au sud du Golfe d'Eubée pour le retrouver (Armijo et al., 1996). Au nord du Péloponnèse, les dépôts les plus vieux sont localisés au sud et les rejets vers le nord ont produit une migration de la sédimentation vers le nord (Sorel et al., 1997). La datation des terrasses marines soulevés (Keraudren & Sorel, 1987; Keraudren et al., 1995; Dia et al., 1997), des sédiments ou des incisions de l'Holocène (1 Ma) (Vita-Finzi, 1993; Stewart, 1996) et des endroits historiques tels que le port d'Aegira (Papageorgiou et al., 1993) ont permis de calculer des taux de soulèvement et des estimations sur le taux de glissement sur les failles du golfe (Armijo et al., 1996). Dufaure (1975), Sébrier (1977), Jackson & McKenzie (1983) et Ori (1989) ont montré que, au nord du Péloponnèse, les failles situées plus au sud ont été actives avant celles plus au nord et que ces failles ont contrôlé le dépôt des séries de marnes et conglomérats présentes dans la région. Cela a porté Dufaure (1975), et Seger & Alexander (1993) à croire que tout au début le rift était limité seulement par ces failles du sud et qu'il

était plus large qu'aujourd'hui. Plus tard, il y a près de 1 Ma (Armijo et al., 1996), les failles qui sont situées plus au nord, sur le coté sud du golfe, ont fait monter le nord du Péloponnèse et ont fait un golfe de plus en plus étroit, jusqu'à présent (Fig. 1.9).



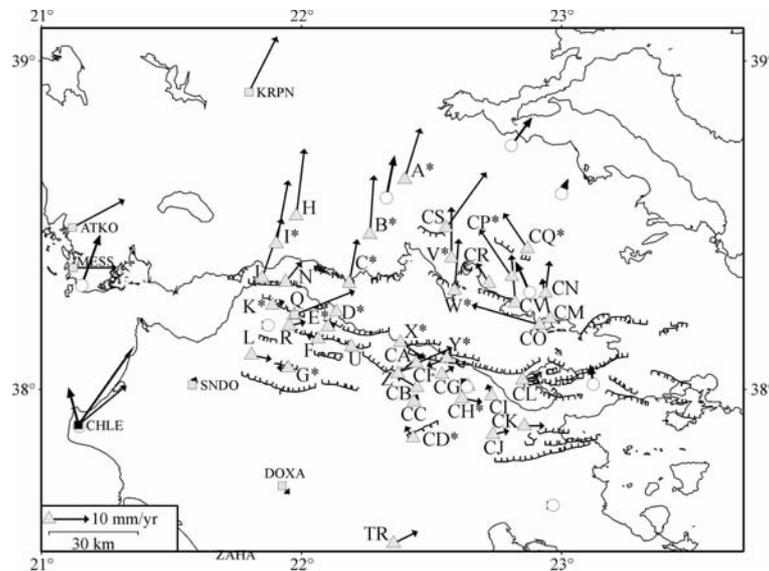
**Fig. 1.9:** *Modèle d'évolution du Golfe de Corinthe selon Sorel (2000). Ce modèle prévoit l'existence d'un "proto-golfe" plus large qu'aujourd'hui et bordé par des failles au sud (phase A). Successivement, l'extension en acte dans ce proto-golfe a formé et activé une série de failles normales avec relative fracturation antithétique plus au nord (phase B, C) en donnant lieu au Golfe de Corinthe tel qu'il est aujourd'hui (phase D). Ce modèle prévoit aussi un décollement (voir aussi Fig. 1.15) Les symboles en haut à droite de la figure correspondent au socle carbonatique du Golfe (1), aux sédiments du Néogène qui s'y sont formés (2) et les séismes de Galaxidi (G) et d'Aigion (A) (3) projetés sur cette coupe.*

**Fig. 1.9:** *Evolution model of the Gulf of Corinth, as proposed by Sorel (2000). This model suggests the existence of an old larger gulf, bordered by some faults on the south (phase A). Successively, the extension in this ancient gulf formed and activated a series of normal faults on the south and some antithetic normal faults on the north (phase B, C) until Present (phase D). This model suggests also the existence of a detachment plain (Fig. 1.15). Symbols on the top-right of the figure indicate respectively the limestone bedrock of the gulf (1), the Neogene sediments present in the area (2), and the projection of the Galaxidi (G) and Aigion (A) earthquakes on this profile.*

En utilisant les stries des failles du Pléistocène, mesurées en différents endroits du Golfe de Corinthe, Sébrier (1977) et Mercier et al. (1979), Roberts (1996) et Roberts & Ganas (2000) ont déterminés une extension moyenne orientée N-S. Cela est confirmé par la géodésie (Billiris et al., 1991; Clarke et al., 1998; Briole et al., 2000) et par les mécanismes aux foyers de séismes qui ont eu lieu dans le Golfe (Rigo et al., 1996; Bernard et al., 1997a).

Billiris et al. (1991) et Davies et al. (1997) ont re-analysé 100 ans de données de triangulation en Grèce centrale et méridionale et ils les ont comparé à celles obtenues suite à une re-occupation partielle du réseau original par le GPS. Ces données embrassent un intervalle de temps beaucoup plus grand que celui investigué par la géodésie spatiale, en échantillonnant ainsi un signal de déformation plus large. En revanche, cet avantage est contraint par la plus basse précision des mesures de triangulation (en gros 3ppm comparé au 0.05ppm du GPS) (Clarke et al., 1998). 100 ans d'observations montrent un taux d'ouverture qui varie entre 11

mm/an à l'ouest du golfe jusqu'à 4 mm/an à l'est. Les estimations centenaires obtenues par Billiris et al (1991) et Davies et al. (1997) se référaient à un réseau qui s'étend pour diverses dizaines de km au nord et au sud du golfe, donc il n'est pas clair quel fraction de déformation peut avoir été accumulée dans les régions présentes à l'extérieur du golfe même. Pour cette raison, Clarke et al. (1997) ont comparé ces estimations avec les résultats obtenus entre le 1991 et le 1996 sur un réseau qui inclut des stations localisées près de la côte. Ils trouvent des valeurs de vitesse comparables qui augmentent doucement d'est ( $6.4 \pm 1$  mm/an) en ouest ( $12.7 \pm 1$  mm/an). Plus récemment, Briole et al. (2000), sur la base d'un réseau géodésique plus dense (41 points), ont estimé des valeurs de vitesse de 10mm/an à l'est et 14 mm/an à l'ouest. Divers facteurs peuvent être soulignés d'après le champ de vitesse présenté en Fig. 1.10.

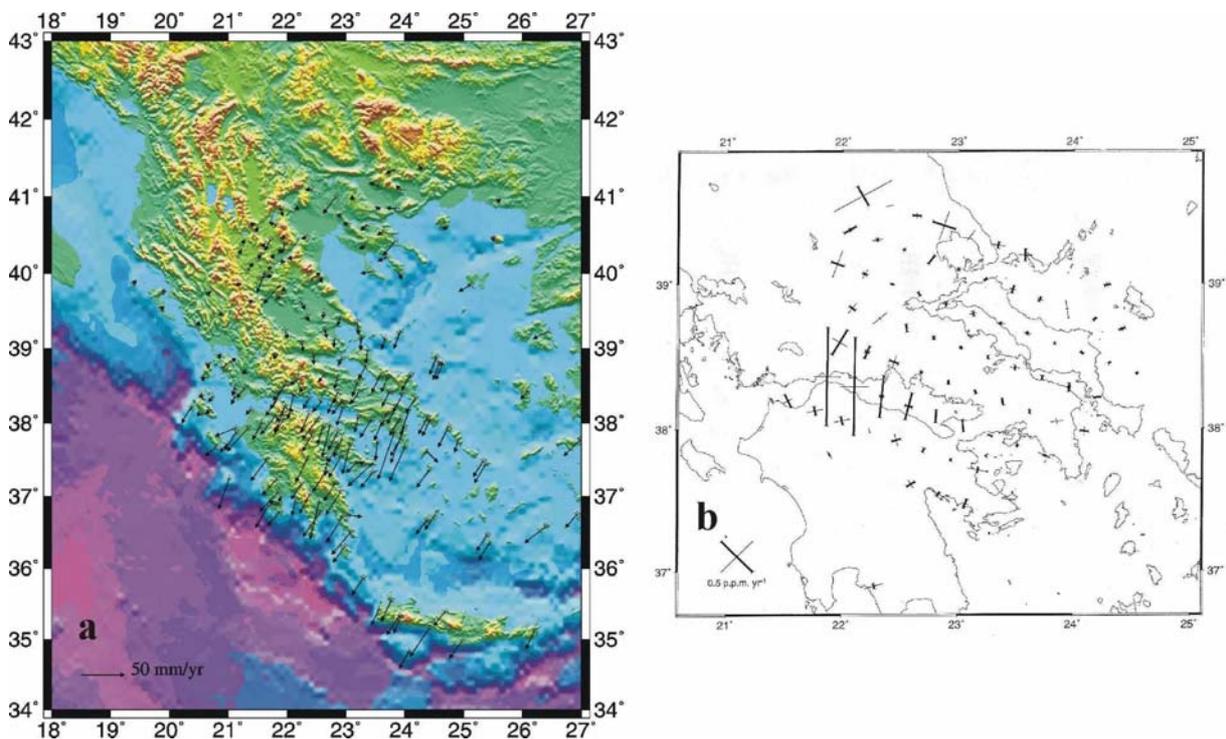


**Fig. 1.10:** Champ de vitesse des 41 points qui constituent le réseau principal du Golfe de Corinthe (d'après Briole et al., 2000). La figure montre, pour comparaison, aussi les vecteurs de certains points, à l'ouest du Golfe de Corinthe, calculés sur 100 ans (Billiris et al., 1991; Davies et al., 1997), ceux des réseaux de l'arc hellénique (Kahle et al., 1995) et le point CHLE (calculé par Anzidei et al., 1996).

**Fig. 1.10:** Velocity field of the 41 1<sup>st</sup> order points of the Gulf of Corinth GPS network (from Briole et al., 2000). On the west of the Gulf of Corinth, the figure shows also the vectors of some points, calculated on a 100 years time interval (Billiris et al., 1991; Davies et al., 1997), and those of the West Hellenic Arc network (Kahle et al., 1995). Point CHLE of Ionian network (Anzidei et al., 1996) is also represented.

Tout d'abord, la présence d'un tel nombre de points contraint beaucoup mieux la largeur de la zone de déformation, qui semble être localisée en mer, où le gradient de déformation est plus important. Le Péloponnèse présente des faibles valeurs de déformation interne, alors que, dans le nord, les vecteurs sont presque parallèles dans la région centrale et occidentale du golfe, mais ils subissent une rotation de N10°E à N30°W dans la zone orientale. Cette compression

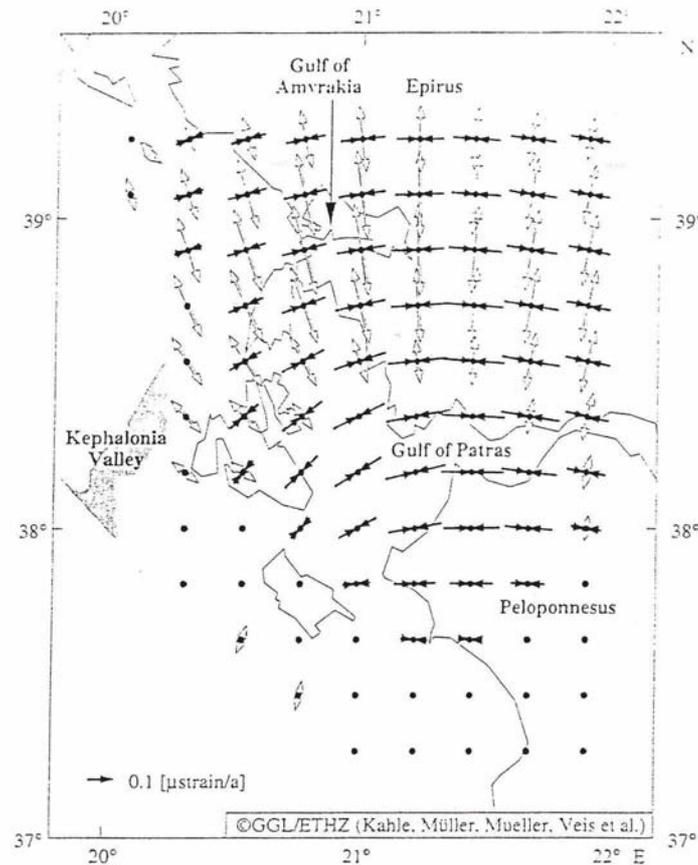
orientée est-ouest est bien visible aussi dans le champ de vitesse calculé pour les 146 piliers présents dans la région (Briole et al., 2000). A partir du champ de vitesse obtenu en Grèce centrale, du Golfe de Corinthe au Golfe d'Evvia, entre le 1991 et le 1996 (Fig. 1.11a), Clarke et al. (1998) ont évalué les axes principaux de déformation existant dans la région (Fig. 1.11b). D'après la Fig. 1.11b, les taux de déformation présents à travers le Golfe d'Evvia et dans la partie nord du réseau, ainsi que dans le Péloponnèse sont relativement petits et montrent généralement une extension nord-sud ( $0.06 \pm 0.03$  ppm/an).



**Fig. 1.11:** (a) Champ de vitesse déterminé par Clarke et al. (1998) par rapport à l'Europe stable entre le 1991 et le 1996. Les vecteurs en Grèce centrale et dans le Péloponnèse ont une direction moyenne d'approximativement N210°E avec des valeurs qui atteignent les 30 mm/an. La Grèce septentrionale, en revanche, semble être solidaire avec l'Europe. La (b) montre les relatifs axes principaux d'extension entre le Golfe d'Evvia et le nord du Péloponnèse (d'après Clarke et al., 1998). La Grèce centrale, la Béotie et le Péloponnèse semblent être touchées par des valeurs d'extension très faibles, alors que dans le Golfe de Corinthe, ces valeurs sont remarquablement importants, en montrant une augmentation des taux de déformation en allant d'est en ouest et atteignant des valeurs de  $1.12 \pm 0.02$  ppm/an. La direction semble être principalement nord-sud.

**Fig. 1.11:** (a) Velocity field calculated by Clarke et al. (1998) with respect to stable Europe spanning the 1991-1996 period. Vectors in central Greece and in Peloponnisos have an average direction of N210°E and maximum value of 30 mm/yr. Conversely, the behaviour of Northern Greece is concordant with the Europe one. (b) Main strain rates between the Gulf of Evvia and the north of Peloponnisos are plotted (from Clarke et al., 1998). Central Greece, Beotia and Peloponnisos are interested by very little values of extension. Conversely, in the Gulf of Corinth, the extensive strain rates are high and show an increase of deformation rates from east to west, reaching a value of  $1.12 \pm 0.02$  ppm/yr. The extensive axes in the Gulf of Corinth are mainly N-S.

En revanche, les taux de déformation dans la partie centrale du réseau et, surtout, dans le Golfe de Corinthe, sont significativement plus importants, atteignant des valeurs de  $0.15 \pm 0.02$  ppm/an à l'est jusqu'à  $1.12 \pm 0.05$  ppm/an dans l'ouest du golfe. Des importantes valeurs d'extension semblent aussi se retrouver au nord du Golfe de Patras, en correspondance du Golfe d'Amvrakia et dans l'Epire (Fig. 1.12). Cette variation du champ de déformation d'est en ouest du Golfe de Corinthe, vue par ces différents auteurs, suggère une propagation vers l'ouest de ce rift continentale.



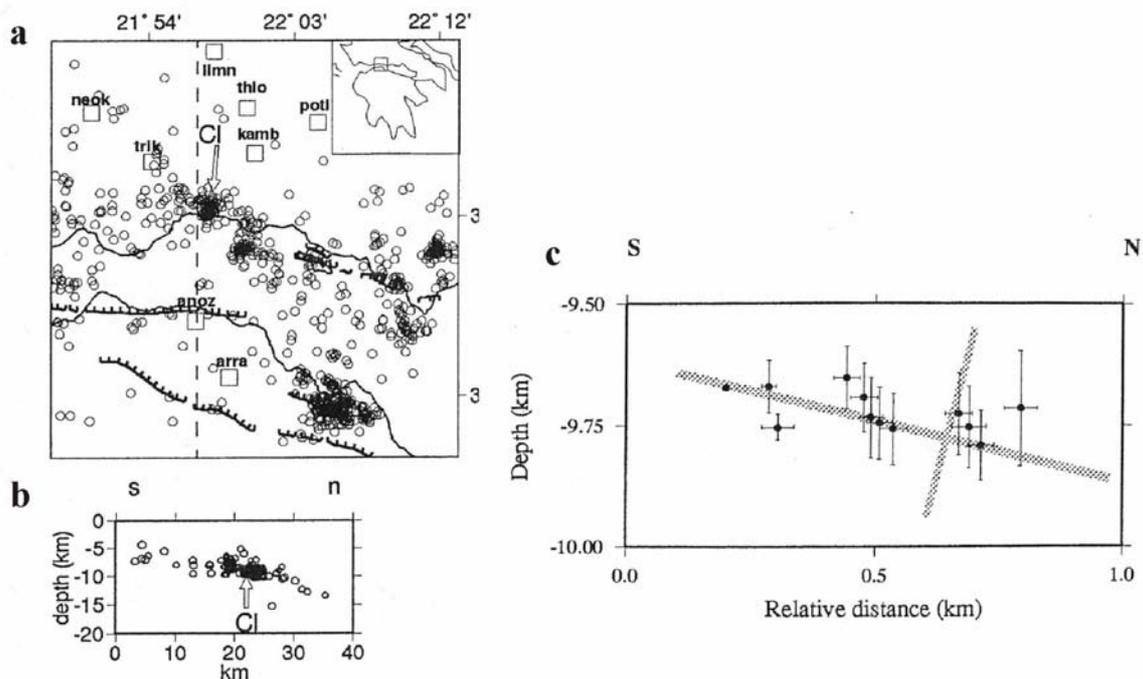
**Fig. 1.12:** Axes principaux d'extension entre l'Epire et la zone de Céphalonie. La figure montre le passage d'un régime totalement compressif, au sud, dans le Péloponnèse nord-occidentale et dans le Golfe de Patras jusqu'à l'île de Céphalonie, à un régime où l'extension devient de plus en plus importante, au nord, dans l'Epire et dans le Golfe d'Amvrakia, atteignant son maximum de  $0.18 \mu\text{strain}/\text{an}$  dans l'île de Levkadia (d'après Kahle et al., 1995).

**Fig. 1.12:** Main extensive axes between Epirus and the Kephalonia island zone. The strain axes show a change from a compressive system on the south, from the northwest of Peloponnisos and the Gulf of Patras to the Kephalonia island, to a more and more extensive system on the north, in Epirus and in the Gulf of Amvrakia, reaching a maximum value of  $0.18 \mu\text{strain}/\text{an}$  in the island of Levkadia (Kahle et al., 1995).

Cela confirme aussi des observations telles que sont rétrécissement depuis 30 km dans sa partie la plus large à l'est à moins de 5 km à sa jonction avec le Golfe de Patras, la diminution

de la longueur des failles actives qui affleurent à la surface dans la même direction (Armijo et al., 1996) et les données SLR/GPS (Le Pichon et al., 1995).

Diverses observations de fractures en surface produites en occasion de la séquence sismique de Corinthe en 1981 et récentes études tectoniques indiquent que la morphologie long-terme du golfe actuel est principalement le résultat de l'occurrence des différents séismes obtenus par l'activation des failles normales (à fort pendage,  $40^{\circ}$ - $60^{\circ}$  vers le nord) présentes sur le côté sud. Pendant ces derniers quarante ans, beaucoup de tremblements de terre ont eu lieu dans la région et, en particulier, la sismicité de la région inclut 6 séismes de magnitude  $M_s = 6$  (Fig. 1.8) (Eratini, 1965,  $M_s=6.4$ ; Antikira, 1970,  $M_s= 6.2$ ; Corinthe, 1981,  $M_s=6.7$ ,  $M_s=6.4$ ,  $M_s=6.2$ ; Aigion, 1995,  $M_s=6.2$ , [Bernard et al., 1997; Papazachos et Papazachou, 1997]), pour lesquels les mécanismes foyers montrent l'activation d'une faille presque purement normale avec une orientation moyenne est-ouest à nord-nord-est sud-sud-ouest des axes T (Rigo et al., 1996). La séquence sismique qui a touché la région de Corinthe en 1981 a été longuement étudiée (Jackson et al., 1982; Vita-Finzi et King, 1985; King et al., 1985; Pirazzoli et al., 1994; Pantosti et al., 1996; Hubert et al., 1996). Ces différentes études montraient l'existence de failles normales à fort pendage ( $45^{\circ}$ - $50^{\circ}$ ). Cela a été confirmé, plus récemment, par une étude de la micro-sismicité de la région observée en été 1993 (Hatzfeld et al., 2000). En revanche, les observations collectées dans la partie ouest du golfe de Corinthe (Rigo et al., 1996; Bernard et al., 1997) indiquent une sismicité qui se concentre sur des plains à faible pendage ( $\sim 15^{\circ}$ ) plongeant vers le nord. En été 1991, une étude de micro-sismicité dans l'extrême partie occidentale du Golfe de Corinthe a révélé un nombre significatif de séismes dont les plains nodaux des mécanismes aux foyers s'alignent sur des faibles pendages ( $10^{\circ}$ - $20^{\circ}$ ) (Rigo et al., 1996) (Fig. 1.13a,b). Comme une partie de l'activité sismique semblait se produire dans des région bien délimitées avec des mécanismes aux foyers similaires, Rietbrock et al. (1996) ont re-analysé et re-localisés les événements relatifs à un des clusters pour déterminer le plain de faille le plus probable. Leur analyse démontre que les hypocentres de ce cluster suivent un plain de faille de  $10^{\circ}$ , mais qui peut arriver à un maximum de  $25^{\circ}$  si on considère l'incertitude maximale ( $15^{\circ}$ ) sur la détermination du plain nodal (Fig. 1.13c).



**Fig. 1.13:** La (a) montre la distribution de la micro-sismicité en occasion d'une campagne menée en juillet et août 1991 (Rigo et al., 1996). D'après la figure, cette activité semble se distribuer en formant des clusters. Rigo et al. (1996) ont montré que les séismes se localisaient sur de plaines de faille de 15°-20°, comme il est illustré dans la figure (b). L'analyse et la re-localisation d'un de ces clusters a confirmé le fait que les solutions de leur mécanismes aux foyers s'alignent bien sur des failles à faible pendage (c) (d'après Rietbrock et al., 1996). En gris, les deux plans nodaux sont illustrés.

**Fig. 1.13:** The figure (a) shows the distribution of the micro-seismicity observed during a field survey carried out in July and August 1991 (Rigo et al., 1996). This activity is characterised by the existence of different clusters. Earthquakes were localised on 15°-20° north-dipping fault plains (b). Analysis and re-localisation of the earthquakes of one of these clusters (Rietbrock et al., 1996) confirmed that the solutions of their focal mechanisms are located on low angle faults (c). The two nodal plains obtained from this study are represented in grey (from Rietbrock et al., 1996).

Des résultats similaires ont été retrouvés pour le séisme d'Aigion en 1995. Le 15 Juin 1995, le séisme d'Aigion ( $M_s=6.2$ ) a touché la ville d'Aigion et son entourage. Ce séisme a généré une série d'effets superficiels: liquéfaction, glissements sous-marins, variations du niveau de la ligne de côte et fractures en surface (Lekkas et al., 1998). Des enregistrements instrumentaux indiquent, pour ce tremblement de terre, une activité distribuée dans une région de 35 km de long et 15 km de large (Tselentis et al., 1996) et une accélération maximale du terrain dépassant le 0.54g, en provoquant ainsi la mort de 26 personnes et en endommageant plus de 1000 maisons. Les données sismiques historiques dans la région d'Aigion montrent que cette ville avait déjà été détruite par deux autres séismes, en 1748 et en 1888 (Galanopoulos, 1953). La génération de tsunami en 1748 indique des mouvements sous-marins comparables à ceux observés pendant le séisme de 1995 (Papatheodorou & Ferentinos, 1997). Ces données

suggèrent que le temps de récurrence moyen des gros séismes dans cette région c'est de  $120 \pm 20$  ans (Koukouvelas, 1998). Le tremblement de terre d'Aigion a été l'objet d'une étude multidisciplinaire (Bernard et al., 1997a), en englobant les données sismologiques (de l'événement principal et des répliques), géodésiques (GPS et interférométrie SAR) et tectoniques (cartographie des fractures en surface) afin de contraindre la cinématique et la géométrie de la rupture de l'événement principal. Son hypocentre a été localisé aux coordonnées suivantes:  $38.37^\circ$  N,  $22.15^\circ$  E (Fig. 1.8), approximativement à 15 km au nord-nord-est de la ville endommagée d'Aigion. La rupture semble avoir démarré à 10 km de profondeur et s'être propagée vers le sud sur une faille à faible pendage ( $33^\circ$ ), localisée en mer. La valeur du moment sismique déduit par les données GPS et le InSAR est consistant avec celle obtenue par l'inversion des formes d'onde et fournit un glissement moyen de 0.87 mètres sur une surface de  $9 \times 15$  km. Les auteurs proposent que le plan de faille puisse être relié à la surface par un segment plus incliné qui coupe l'épaisse couche de sédiments du golfe.

Il semble, donc, clair que l'angle d'immersion des failles les plus actives au dessous du Golfe de Corinthe est inférieur à celui des failles normales affleurantes dans le nord du Péloponnèse ( $40^\circ$ - $50^\circ$ ).

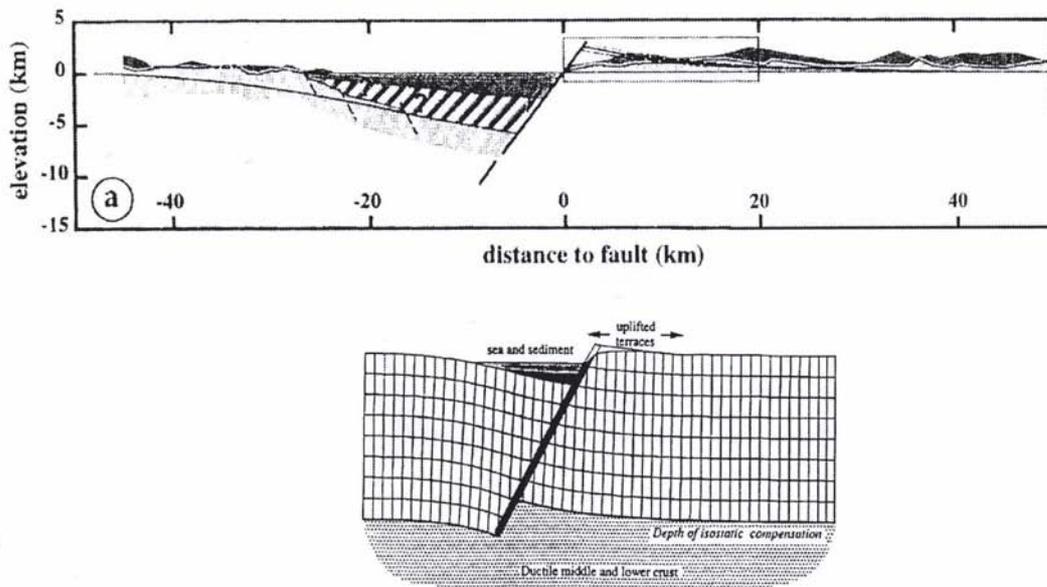
Entre les divers résultats trouvés par cette étude multidisciplinaire, l'analyse de deux images SAR de l'ERS1, comprenant une période co-sismique de 3 mois, montrait dix franges de déplacement, c'est-à-dire 280 mm selon la direction de prise de vue du satellite.

#### **1.4 Les modèles de déformation proposés**

En général, les modes d'extension sont classifiés in: mode normal pure (McKenzie, 1978) et mode normal simple (Wernicke, 1981). Le mode normal pure implique une extension uniforme et symétrique dans la lithosphère, alors que le mode normal simple implique une extension asymétrique localisée sur failles lithosphériques à faible pendage. Lister & Davis (1989) proposent un mode d'extension intermédiaire, où les failles normales à faible pendage sont localisées dans la croûte supérieure et où le décrochement pure est présent dans la croûte inférieure.

Divers auteurs ont essayé de déduire, dans le Golfe de Corinthe, des modèles à l'échelle de la croûte supérieure à partir de toutes les séries d'observation sus-mentionnées (géologiques, géodésiques, sismologiques, etc.). Si les failles à fort pendage, affleurantes au nord du Péloponnèse, correspondent ou pas aux structures majeures à l'échelle de la croûte est encore

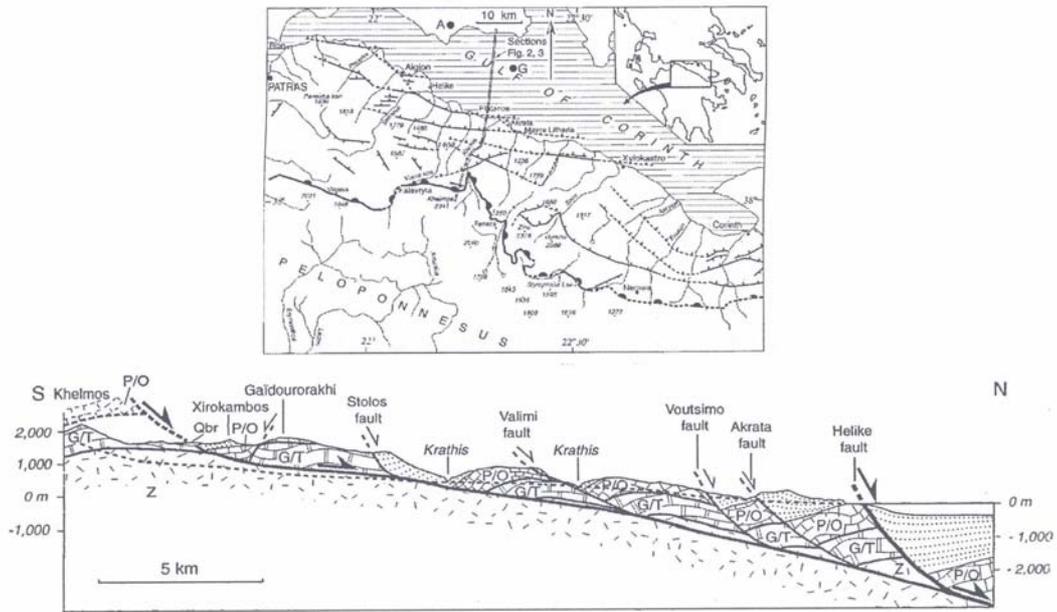
matière de débat. Armijo et al. (1996), ont analysé la déformation des terrasses de Corinthe situées à l'est du golfe et formées par l'interaction des cycles glacio-eustatiques avec la surrection du coté sud du rift. D'après cette étude, ils ont proposé un modèle mécanique de lithosphère (Fig. 1.14) dans lequel la faille à fort pendage de Xylokastro joue un rôle important dans la formation du rift, en produisant 11 km de rejet.



**Fig. 1.14:** Coupe perpendiculaire à la faille de Xylokastro et géométrie du modèles de déformation correspondant proposé par Armijo et al. (2000). La flexure du bassin marin et le remplissage sédimentaire de ~5 km d'épaisseur sont déduits en s'appuient uniquement sur les seules profils de sismique réflexion disponibles à l'époque (celle de Brooks & Ferentinos, 1984) dont la pénétration par les ondes ne dépassait pas 1 km sous le fond de la mer (d'après Clément, 2000).

**Fig. 1.14:** The figure shows a cross section oriented perpendicularly to the Xylokastro fault (top) and the corresponding deformation model geometry as proposed by Armijo et al. (2000) (down). The structure of the basin of the gulf and the ~5km sedimentary filling have been deduced from the available reflection seismics profiles (Brooks & Ferentinos, 1984). The maximal depth reached by the seismic waves was 1 km below the sea floor.

Sorel (2000) et Flotté & Sorel (2001), en revanche, en interprétant la géologie de surface au nord du Péloponnèse, entre Aigion et Xylokastro, suggèrent que ces nombreuses failles sont seulement des structures secondaires au dessus d'un décollement majeur, et que leur profondeur est limitée par l'épaisseur de leur lit (hanging wall) (Fig. 1.15). Ce décollement majeur correspondrait, selon les auteurs, à la faille de Khelmos. Doutsos et Poulimenos (1992) avaient aussi proposé que ces failles à fort pendage puissent rejoindre une failles normale avec un petit angle d'immersion ( $7^{\circ}$ - $10^{\circ}$ ).

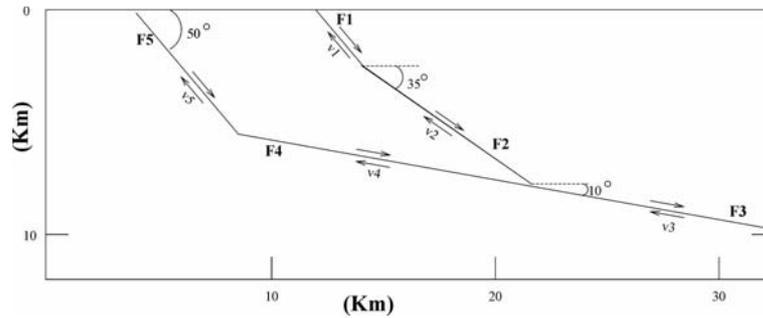


**Fig. 1.15:** Carte structurale des failles présentes au nord du Péloponnèse. Le linéament plus épais avec des demi-cercles représente le détachement de Khelmos. Le segment qui traverse le Golfe de Corinthe du sud au nord correspond à la coupe géologique placée au dessous de cette carte. Cette coupe, placée le long le cours du fleuve Krathis, montre le résultat de l'activation des différentes failles normales et des déplacements relatifs aux blocs compris entre elles (d'après Sorel, 2000).

**Fig. 1.15:** (top) Map showing the major active faults located on the north of Peloponnisos. The thick black boundary indicates the Khelmos detachment. The line crossing the Gulf of Corinth corresponds to the section shown below the map (down). This cross section, belonging the Krathis river, shows the result of the activation of the different normal faults of the area and puts in evidence the relative displacements of each block delimited by these faults (from Sorel, 2000).

Briole et al. (2000) (Fig. 1.16), sur la base des observations GPS, ont aussi proposé un modèle caractérisé par des failles à fort pendage ( $50^\circ$ ) et qui rejoignent plus en profondeur une surface de décollement à plus faible pendage. Avec l'utilisation dans le modèle de failles à faible pendage, une épaisseur de la croûte sous le golfe de 7-8 km et un taux de déplacement moyen de  $12 \pm 2$  mm/an, les auteurs ont estimé un taux du moment sismique total dans le Golfe de Corinthe de  $53 \pm 9 \times 10^{16}$  N m/an. Cela est à comparer avec la valeur de  $42 \times 10^{16}$  N m/an trouvée par Ambraseys & Jackson (1990) obtenue en sommant le tenseur moment sismique pour les cent dernières années.

Une moindre épaisseur de la croûte semble être en accord avec les résultats de micro-sismicité obtenus par Rigo et al. (1996), qui montrent l'absence de séismes au dessous de 12 km dans la région et au dessous de 10 km dans le golfe.



**Fig. 1.16:** Répartition des cinq failles actives  $F_j$  (et des relatives taux de glissement  $v_j$ ) qui explique bien les résultats GPS et qui est concordant avec les observations tectoniques et sismologiques (d'après Briole et al., 2000).

**Fig. 1.16:** The figure shows a dislocation model, proposed by Briole et al. (2000), to explain GPS results and the tectonic and seismological observations. Five faults  $F_j$  (and the relative slipping rates  $v_j$ ) have been taken into account in the model.

D'autre côté, une absence de sismicité est trouvée dans les premiers 3-4 km de la croûte. Bernard et al. (1997a) ont proposé, dans le cas de l'étude du tremblement de terre d'Aigion, que, sur la base des données de déformation et des répliques, la faille n'avait pas cassé les premiers 4 km de la croûte. En outre, Cattin et al. (1999) ont montré que pour des contrastes du module de Young très faibles ( $E/E' \approx 0.1$ ) entre les couches superficielles et la croûte placée en dessous, les couches superficielles suivent simplement la déformation élastique de la croûte en dessous. Cela implique que les couches les plus superficielles ne contribuent pas à l'effective épaisseur élastique dans ce cas (Savage, 1998). Briole et al. (2000) supposent que leur modèle proposé ne puisse pas expliquer la topographie des coté du rift dans la région d'Aigion, mais ils suggèrent aussi que les conditions de fracturation peuvent avoir changé récemment en produisant une augmentation dans le taux du strain. Melosh (1990) a proposé que des failles à faible pendage peuvent évoluer à partir de faille à plus fort pendage suite à des rotations des contraintes associées avec une croûte inférieure à basse viscosité. Une telle basse viscosité à 10 km dans le nord-ouest du golfe de Corinthe est mise en évidence par des observations magnéto-telluriques (Pham et al., 1996) et d'anisotropies sismiques et électriques (Bouin et al., 1996; Bernard et al., 1997b). Ces évidences indiquent une structure extrêmement conductrice et caractérisée probablement par des ensembles conjugués de fractures, en suggérant ainsi une rhéologie ductile avec des roches probablement enrichies de fluides.

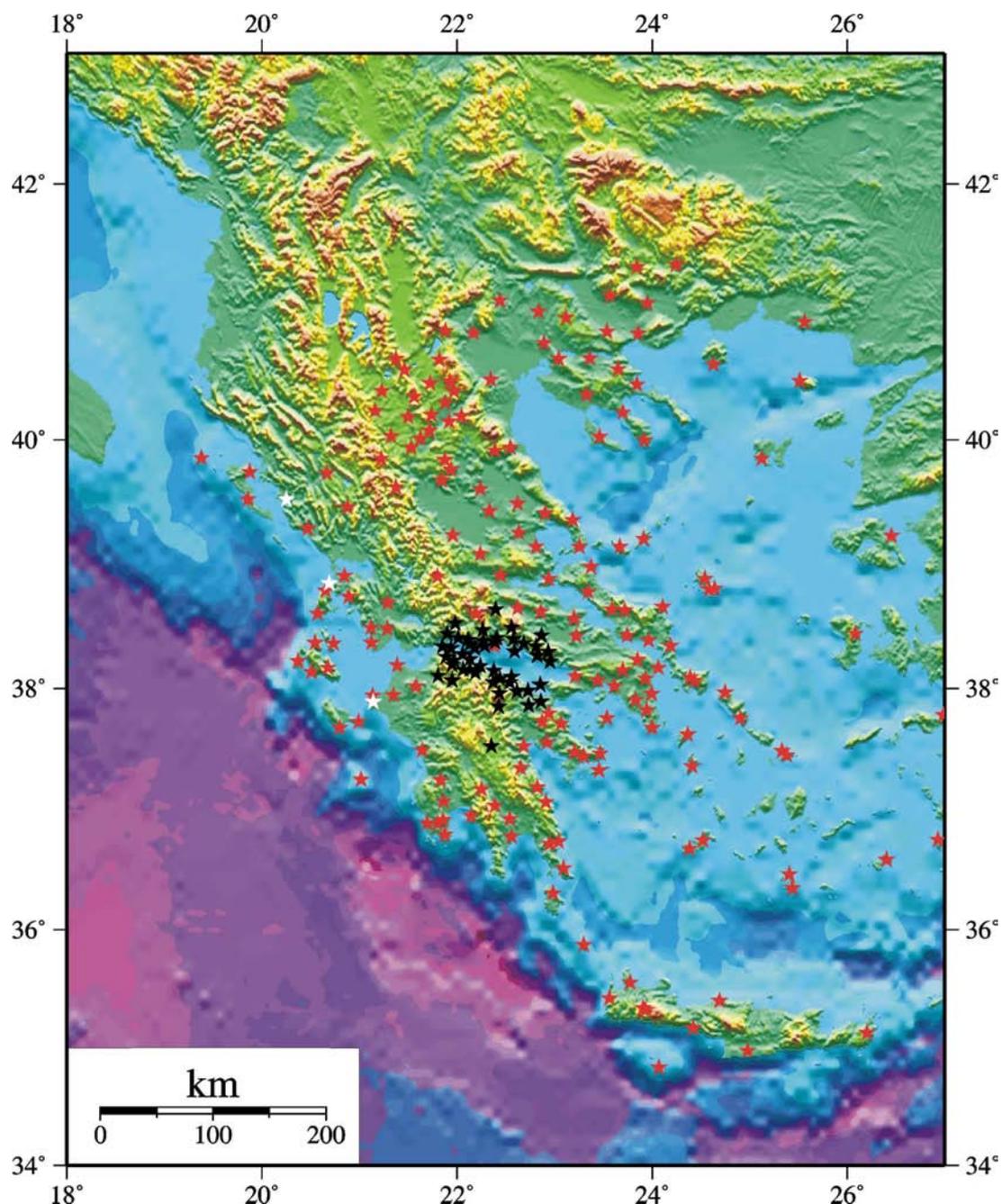
## Chapitre 2 : La déformation

Au cours de ces dix dernières années, des mesures répétées par Global Positioning System (GPS) ont été menées dans la région du Golfe de Corinthe principalement en utilisant deux techniques GPS différentes: le GPS statique et le GPS cinématique. L'un plus précis mais ponctuel, l'autre moins précis mais qui permet une certaine continuité spatiale. Par la suite on décrira d'abord les caractéristiques des différentes campagnes de GPS statique menées dans le Golfe de Corinthe et les résultats correspondant, pour ensuite montrer les applications concernant le GPS cinématique

### 2.1 Les réseaux géodésiques en Grèce

En Grèce centrale, l'une des régions les plus sismiques d'Europe, la déformation semble être accommodée par une série de graben en extension, tels que la dépression de la Nord Egée, le graben d'Evvia et le Golfe de Corinthe. Le contexte géodynamique (voir Chapitre 1), les forts taux de déformation à travers les grabens, surtout dans le golfe de Corinthe, et la fréquence de séismes de magnitude 5 à 6, rendent cette région intéressante et importante à étudier du point de vue de la sismotectonique et du risque sismique. Pour cela, différents projets européens, tels que les projets 'The Corinth Rift Laboratory' (<http://www.corinth-rift-lab.org>) et SING (<http://www.ge.ucl.ac.uk/research/SING>), ou des campagnes de mesure particulières, telles que SEISGRECE (Clément, 2000), ont été conduits dans la région afin d'étudier les aspects sismologiques, géodésiques et mécaniques relatifs aux principales failles actives et les caractéristiques du cycle sismique aux différentes échelles.

La Grèce est caractérisée par la présence de plusieurs réseaux géodésiques, ayant des lignes de base maximales d'environ 600 kilomètres (Fig. 2.1). Un premier réseau est celui décrit notamment par Billiris et al. (1991) ou Davies et al. (1997). Il s'agit de 36 anciens points déployés en toute la Grèce et mesurés pour la première fois par triangulation dans les années 1890. Ces mêmes points ont été remesurés en 1989 par GPS (Billiris et al., 1991) puis en 1992. De plus, 66 points déployés sur une surface de près de 200 x 200 km<sup>2</sup> intéressent la région de la Grèce centrale et de la partie nord du Péloponnèse (Clarke et al., 1998).

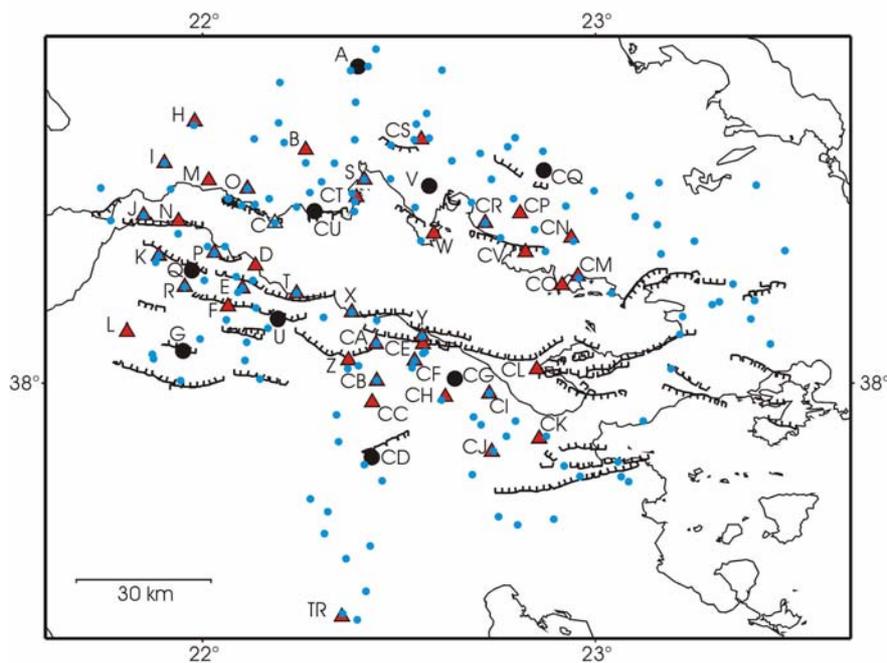


**Fig. 2.1:** La figure montre le réseau SING qui inclut les réseaux de Davies et al. (1997), de la Grèce centrale (Clarke et al., 1998), de l'arc Hellénique occidental (Kahle et al., 1995) et du Golfe de Corinthe (Briole et al., 2000). Les étoiles blanches représentent les points faisant partie du réseau de la mer Ionienne (Anzidei et al., 1996). Le réseau Corinthe (étoiles noires) représente une importante densification du réseau SING (étoiles rouges, Clarke et al., 1998) dans le Golfe de Corinthe.

**Fig. 2.1:** The figure shows the localisation of the "SING" network GPS points (red stars). This network includes the points measured by Davies et al. (1997), and the points of Central Greece (Clarke et al., 1998), West Hellenic Arc network (Kahle et al., 1995) and Gulf of Corinth (Briole et al., 2000) networks. White stars indicate the location of some of the points of the Ionian Sea network (Anzidei et al., 1996). The Corinthian network (black stars) corresponds to an important densification of the "SING" network in the Gulf of Corinth.

Un troisième réseau géodésique est représenté par une vingtaine de points situés tout le long de l'arc Hellénique occidentale (Kahle et al., 1995) jusqu'à la faille de Céphalonie. Les

données relatives à ces différents réseaux et collectées ces dernières années ont été regroupées dans le projet SING afin d'étudier la déformation en surface à l'échelle de toute la Grèce. Ce réseau résultant sera appelé par la suite 'réseau SING'. Au sud et à l'ouest de la Grèce, trois points du réseau de la mer Ionienne (Anzidei et al., 1996) complètent la couverture GPS dans cette région. Dans ce contexte, le réseau géodésique du Golfe de Corinthe (Briole et al., 2000) représente une importante densification du réseau déployé en Grèce centrale. Il a été installé à partir de 1990 dans le but de suivre l'évolution de la déformation associée au cycle sismique autour des failles actives majeures du Golfe de Corinthe. Actuellement, ce réseau est constitué par environ 200 points (Fig. 2.2), 50 points de 1<sup>er</sup> ordre connus avec une précision horizontale de 3 mm (comme il sera montré par la suite), et près de 150 points de 2<sup>ème</sup> ordre connus avec une précision de 1-2 cm.



**Fig. 2.2:** Répartition des différents points GPS dans le Golfe de Corinthe. Les triangles rouges représentent les points de 1<sup>er</sup> ordre, les petits points bleus correspondent aux points de 2<sup>ème</sup> ordre (aussi anciens points de triangulation) et les carrés noirs représentent les points du réseau Corinthe communs au réseau de la Grèce centrale. (D'après Briole et al. 2000).

**Fig. 2.2:** Location of the different GPS points in the Gulf of Corinth. Red triangles, blue dots and black squares indicate respectively the 1<sup>st</sup>, the 2<sup>nd</sup> order points and the Gulf of Corinth network benchmarks common to the Central Greece network (from Briole et al. 2000).

Les points de 2<sup>ème</sup> ordre sont pratiquement tous des piliers de l'ancienne triangulation grecque des années 1970 ce qui permet une comparaison avec les anciennes données disponibles.

Le réseau du Golfe de Corinthe couvre une surface d'approximativement 100 km par 80 km, qui correspond, en comptant aussi la surface marine, à 1 point tous les 5 km<sup>2</sup>. Un réseau aussi

dense nous permet d'assurer à la fois la détection des gradients de déformation temporels et spatiaux intersismiques attendus pour les failles actives majeures présentes dans la région et d'assurer la mesure des déplacements relatifs aux séismes de magnitude relativement modérée ( $M_s=5.5-6.5$ ) lors qu'ils surviennent comme cela a été le cas par exemple en 1992 et 1995.

## **2.2 Les campagnes de mesure dans le Golfe de Corinthe**

Onze campagnes GPS ont été organisées autour du réseau Corinthe par le Département de Sismologie de l'IPGP en collaboration avec la National Technical University of Athens respectivement, en 1990, 1991, 1992, 1993, 1994, juin 1995, octobre 1995, 1997, 1999, 2000 et 2001. Parmi ces campagnes, celles réalisées en 1992 et en juin 1995 avaient un but post-sismique, celles menées en 1993 et en octobre 1995 ont intéressé tous les points de 1<sup>er</sup> ordre, alors que les campagnes de 1991, 1994, 1997 et 2001 n'en considéraient qu'une partie, voire qu'un seul profil (1990, 1999 et 2000). Le nombre de points mesurés à chaque campagne est variable, en allant d'à peine une dizaine à près de 150 (1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> ordre confondus). Un premier critère pour la définition de la qualité du point est représenté par la durée et le nombre de sessions d'acquisitions des données. Les points correspondant au réseau de 1<sup>er</sup> ordre ont été mesurés, en moyenne, de trois à quatre fois avec des sessions de 8 à 24 heures, alors que les points de 2<sup>ème</sup> ordre ont été occupés de façon plus discontinue, une ou deux fois par campagne, avec des durées d'acquisition également très variables (de 2 à 8 heures). L'accessibilité, la sûreté des points et la stabilité locale du terrain représentent d'autres critères ayant été utilisés pour la distinction entre les points de 1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> ordre. La Tab. 2.1 résume les caractéristiques des différentes campagnes de mesure menées dans le Golfe de Corinthe et les types d'orbites utilisés pendant les calculs. Les acquisitions des données ont été réalisées principalement par l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP) et par la National Technical University of Athens (NTUA), grâce à l'utilisation d'instruments Ashtech codeless, code-P et code-Z. D'autres types de récepteurs, tels que Trimble ou Leica, ont été aussi employés, par le NTUA et l'University of Oxford, au cours des campagnes conjointes, comme en juin 1995, en octobre 1995 et en 1997. Au cours de toutes les campagnes, l'effort maximum a été fait pour obtenir la meilleure redondance et faire circuler les récepteurs entre les points. Ceci a pour effet de réduire les sources d'erreurs liées à des centrages erronés dus à problèmes d'embase quasi indétectables pour une campagne donnée si l'antenne est toujours restée sur le même point.

	1990**	1991	1992	1993	1994	1995a	1995b	1997	1999	2000	2001
Date de début	8 Mai	30 août	27 Nov.	10 Mai	20 Sept.	16 Juin	3 Oct.	29 Sept.	29 Sept.	4 Avril	18 Sept.
Date de fin	18 Mai	10 Sept.	5 Déc.	22 Mai	2 Oct.	24 Juin	14 Oct.	11 Oct.	3 Oct.	7 Avril	28 Sept.
Nombre de récepteurs codeless	3	8	3	12	3	4	16	1			
Nombre de récepteurs codeP-Z				5	4	3	16	6*	6	6	19
Nombre de points permanents			1	3	2	2	3	1	1	1	3
Nombre de stations IGS utilisées		3	5	6	8	8	8	8	11	10	11
Nombre de point de <b>1er ordre</b>	7	23	10	38	14	22	53	14	12	9	35
Durée des sessions (heures)	4	6	8 à 12	8	8 à 12	12 à 18	8 à 24	7 à 24	2 à 24	2 à 24	4 à 24
Nombre de sessions par point	3	4	1 à 3	3 à 4	2 à 3	2 à 3	3 à 4	5 à 8	1 à 3	1 à 3	3 à 4
Orbites utilisées dans les calculs	NGS	IGS	IGS	IGS	IGS	IGS	IGS	IGS	IGS	IGS	IGS
Nombre de points de <b>2ème ordre</b>		9	3	24	21	22	70		2		23
Durée des sessions (heures)		2	3 à 4	2 à 3	1 à 3	1 à 6	1 à 12		1 à 3		1 à 6
Nombre de sessions par point		1	1	1 à 2	1 à 2	1 à 2	1 à 2		1		1 à 2
Orbites utilisées dans les calculs		IGS		IGS	IGS	IGS	IGS		IGS		IGS

**Tab. 2.1:** Ce tableau résume les caractéristiques des différentes campagnes de mesure menées sur le réseau du Golfe de Corinthe depuis 1990. \*= le réseau 1997 était centré en Eubée avec 17 récepteurs français et 8 récepteurs grecs; le nombre 6 correspond au sous-ensemble de récepteurs déployés autour du Golfe de Corinthe à l'occasion de cette campagne. \*\*= Les informations se réfèrent à l'étude de Briole et al., 2000. IGS: International GPS Service; NGS: National Geodetic Survey.

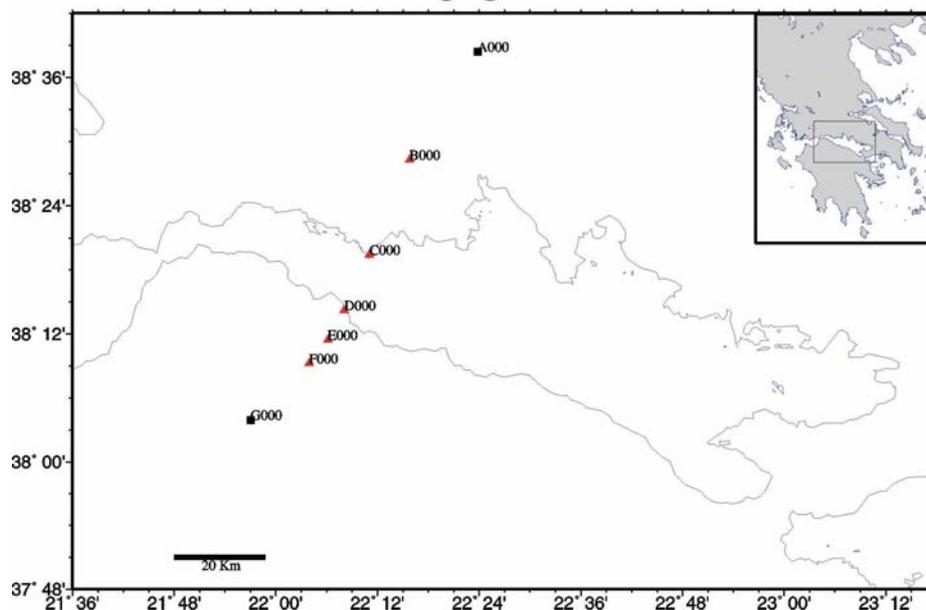
**Tab. 2.1:** This table indicates the characteristics of each GPS field survey carried out on the Gulf of Corinth network since 1990. \*=in 1997, the measurements interested mainly the region of Evia with 17 french receivers and 8 greek receivers; the number 6 corresponds to a sub-set of receivers deployed around the Gulf of Corinth during this survey. \*\*=The informations have been taken from Briole et al., 2000. IGS: International GPS Service; NGS: National Geodetic Survey.

Dans le même temps cette circulation de matériel augmente le bruit moyen, mais il vaut mieux des résultats plus bruités et plus exacts que des résultats moins bruités avec risque de biais en certains points. En 1990 (Fig. 2.3), trois récepteurs codeless ont mesurés les premiers points du réseau Corinthe. Il s'agissait essentiellement de mesures le long d'un profil (du point A au point G) orienté approximativement N10°E et perpendiculaire aux failles actives majeures présentes dans le centre-nord du Péloponnèse, telles que la faille d'Aigion et la faille d'Helike (Fig. 1.8). En 1999 (Fig. 2.11) et 2000 (Fig. 2.12), six récepteurs code-Z ont assuré la réoccupation de ces mêmes points et de 2 (2000) à 8 autres sites (1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> ordre, en 1999). Ce profil A-G ayant également été mesuré lors de toutes les grandes campagnes, il constitue l'ensemble de points ayant la série temporelle la plus longue et la plus complète.

En 1991, huit récepteurs codeless ont permis l'occupation pour la première fois d'un réseau relativement important (Fig. 2.4), caractérisé par 23 points de 1<sup>er</sup> ordre et 9 de 2<sup>ème</sup> ordre. Ce réseau couvrait une surface de près de 80 x 50 km<sup>2</sup> avec une densification plus importante dans la partie occidentale du Golfe de Corinthe. Les mesures 1991 de même que celles 1993 étaient faites principalement de nuit pour essayer de réduire les effets troposphériques et ionosphériques (corrigés par les récepteurs bi-fréquence mais générateurs de bruit et limitant la fixation des ambiguïtés dans certaines cas). Par la suite, à partir de 1994 les récepteurs ont été laissés sans surveillance la nuit sur le terrain de manière à acquérir davantage d'observations. Ceci était rendu possible également par la baisse de consommation électrique des récepteurs.

Un an plus tard, cette même région a été touchée par un tremblement de terre le 18/11/1992 de magnitude Ms=5.9 (Hatzfeld et al., 1996). Ce séisme a eu lieu en mer, une dizaine de kilomètres sud sud-est de la ville de Galaxidi, dans le côté nord du Golfe de Corinthe. Quelques jours après ce séisme, une campagne de mesure avait été mise en place afin de détecter et mesurer un éventuel relâchement post-sismique. A l'aide de trois récepteurs GPS codeless prêtés par EDF (Electricité de France), un nombre total de 13 points ont été mesurés (Fig. 2.5), dont 10 du 1<sup>er</sup> ordre 1990-91. Ils étaient répartis de façon égale sur les deux côtés du Golfe de Corinthe, et ils entouraient la région touchée par le séisme. Les durées des sessions d'acquisition des données étaient variables de 3-4 heures pour les points de 2<sup>ème</sup> ordre à 8-12 heures pour les points de 1<sup>er</sup> ordre. Le point CT a été mesuré pendant presque toute la campagne (8 jours sur 9) avec des sessions de 12 heures, afin d'avoir un point en commun entre les différents réseaux journaliers. C'était la première fois qu'un des récepteurs était laissé fixe pour toute une campagne au Golfe de Corinthe.

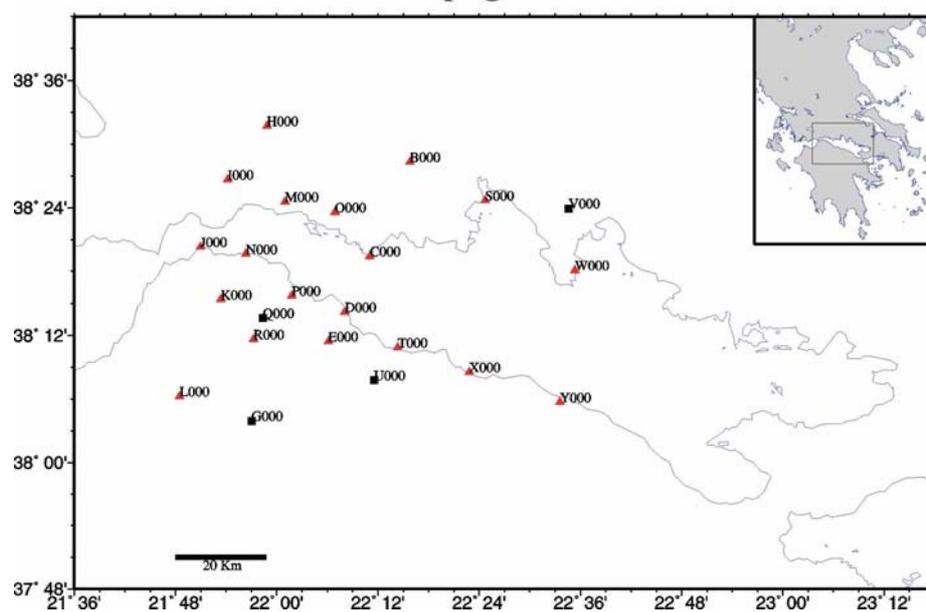
### Campagne 1990



**Fig. 2.3:** Réseau mesuré en Mai 1990. Les triangles rouges représentent les points de 1<sup>er</sup> ordre alors que les carrés noirs représentent les points communs au réseau de la Grèce centrale.

**Fig. 2.3:** Network measured in May 1990. Red triangles and black squares correspond respectively to the 1st order points and the benchmarks common to the Central Greece network.

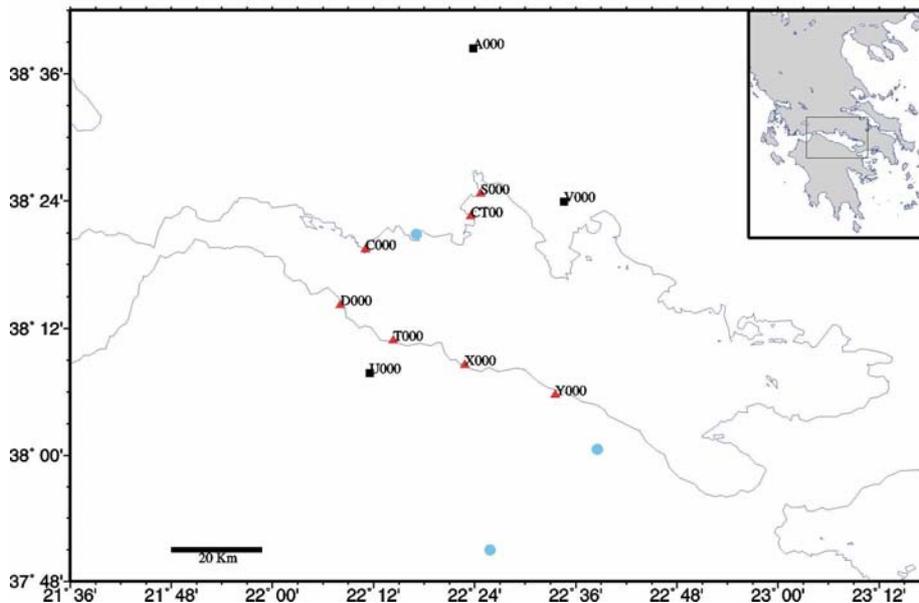
### Campagne 1991



**Fig. 2.4:** Réseau mesuré en Septembre 1991.

**Fig. 2.4:** Network measured in September 1991.

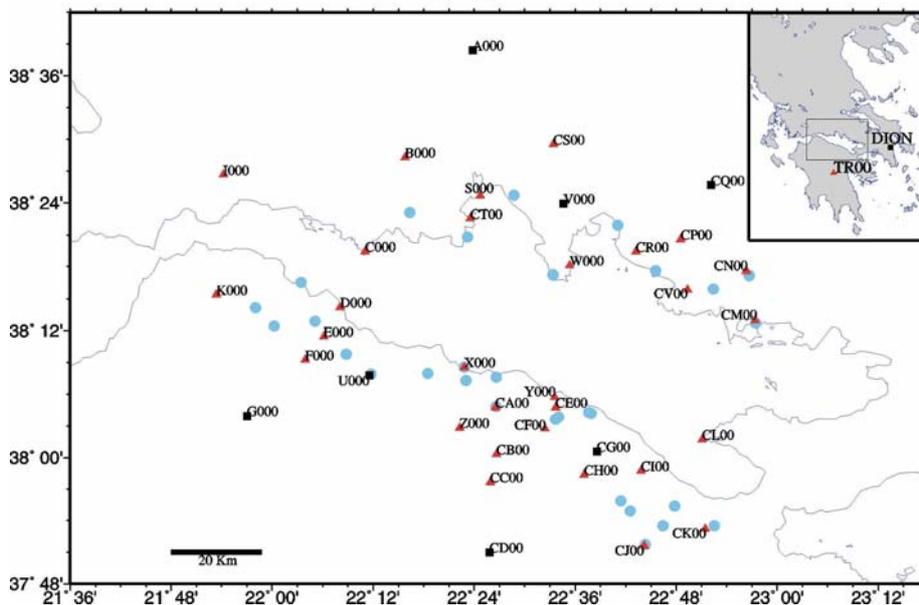
## Campagne 1992



**Fig. 2.5:** Réseau mesuré en Novembre et Décembre 1992. Les triangles rouges représentent les points de 1<sup>er</sup> ordre, les points bleus correspondent aux points de 2<sup>ème</sup> ordre, et les carrés noirs représentent les points communs au réseau de la Grèce centrale.

**Fig. 2.5:** Network measured in November and December 1992. Red triangles, blu dots and black squares indicate respectively the 1<sup>st</sup>, the 2<sup>nd</sup> order points and the Gulf of Corinth network benchmarks common to the Central Greece network

## Campagne 1993



**Fig. 2.6:** Réseau mesuré en Mai 1993.

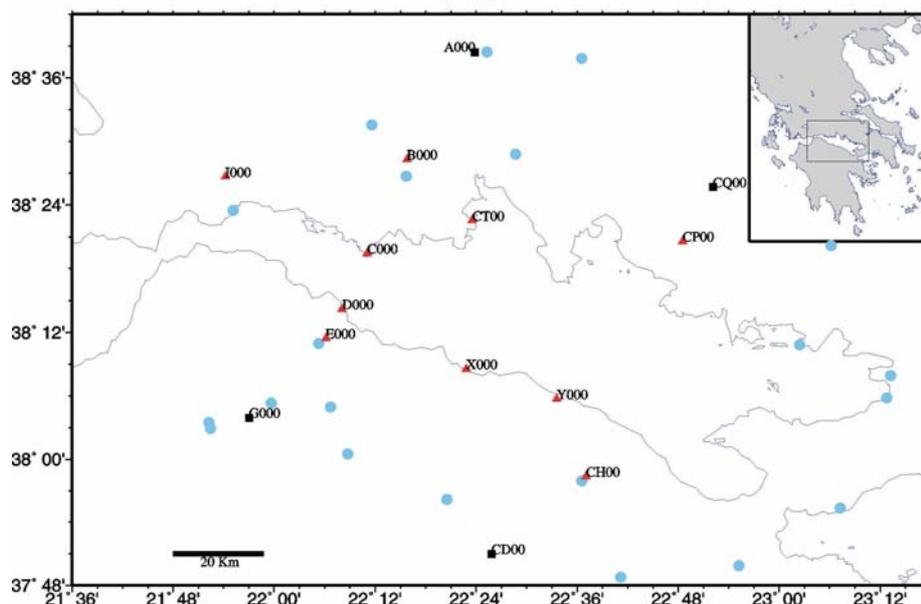
**Fig. 2.6:** Network measured in May 1993.

Par rapport à 1991, le réseau mesuré en 1993 (Fig. 2.6) présente une extension beaucoup plus importante. Pour la première fois, tous les points de 1<sup>er</sup> ordre du réseau Corinthe ont été mesurés, en couvrant une région, surface marine comprise, d'approximativement 100 x 100 km<sup>2</sup>, mais en présentant tout de même une densification importante vers la partie orientale du Golfe. Ces points principaux ainsi que vingt-quatre points du réseau de 2<sup>ème</sup> ordre, tous localisés à une distance maximale de la mer d'une vingtaine de kilomètres, ont été mesurés à l'aide de neuf récepteurs codeless et six récepteurs code-P. Pour assurer une bonne répétabilité pendant les 12 jours de mesure, le réseau principal a été mesuré 3 à 4 fois avec des durées d'acquisition des données de 8 heures, alors que pour le réseau secondaire, la répétabilité maximale était de 2 fois. De plus, un récepteur mono-fréquence a été aussi utilisé pour mesurer les points de rattachement de presque tous les points du 1<sup>er</sup> ordre.

La campagne de mesure réalisée entre fin septembre et début octobre 1994 (Fig. 2.7) a été possible grâce à l'utilisation de sept récepteurs Ashtech, dont 3 de type codeless et 4 de type code-Z. Pendant cette campagne, 14 points de 1<sup>er</sup> ordre et 21 points secondaires ont été mesurés avec des sessions d'acquisition variables respectivement de 8-12 heures pour les premiers à 1-3 heures pour les deuxièmes. Les principaux points de mesure se localisaient principalement sur deux profils parallèles, orientés approximativement N10°E: le profil A-G, à l'ouest, et qui était désormais mesuré depuis 1990, et le profil CD-CQ, plus à l'est du golfe. De plus, contrairement au réseau mesuré en 1993, la majorité des points de 2<sup>ème</sup> ordre était située loin des côtes du golfe, à une distance de plus de 20 km vers l'intérieur des terres. La mesure des points éloignés du golfe était l'un des principaux objectifs de cette campagne 1994 (en plus de l'objectif de répéter le 1<sup>er</sup> ordre déjà mentionné). En effet nous avons constaté à partir de 1991-93 l'existence d'une distorsion d'orientation et d'échelle entre les coordonnées GPS et celles issues de la triangulation et la seule manière de définir précisément ces paramètres de passage (rotation et échelle) était d'étendre la taille du réseau de 2<sup>ème</sup> ordre.

En définitive, le réseau occupé par ces mesures couvrait l'entière région du Golfe de Corinthe, avec une longueur des lignes de base journalières qui ne dépassait pas le 40 km, et deux points (CT00 et T000) étaient désormais maintenus permanents afin d'avoir des points communs entre les réseaux journaliers et une bonne localisation absolue dans le réseau mondial IGS en rapide croissance à l'époque.

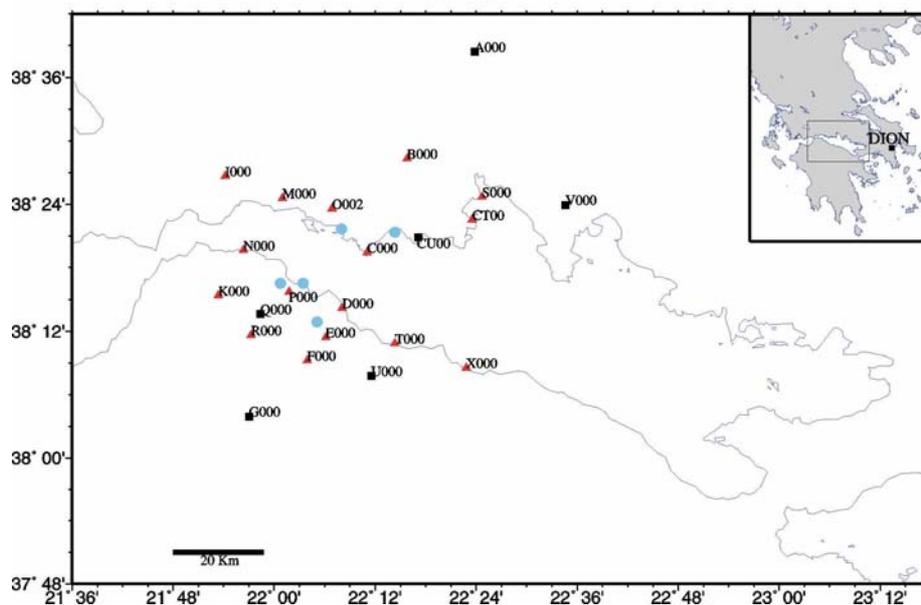
### Campagne 1994



**Fig. 2.7:** Réseau mesuré en Septembre 1994. Les triangles rouges représentent les points de 1<sup>er</sup> ordre, les points bleus correspondent aux points de 2<sup>ème</sup> ordre, et les carrés noirs représentent les points communs au réseau de la Grèce centrale.

**Fig. 2.7:** Network measured in September 1994. Red triangles, blu dots and black squares indicate respectively the 1<sup>st</sup>, the 2<sup>nd</sup> order points and the Gulf of Corinth network benchmarks common to the Central Greece network

### Campagne 1995a



**Fig. 2.8:** Réseau mesuré en Juin 1995.

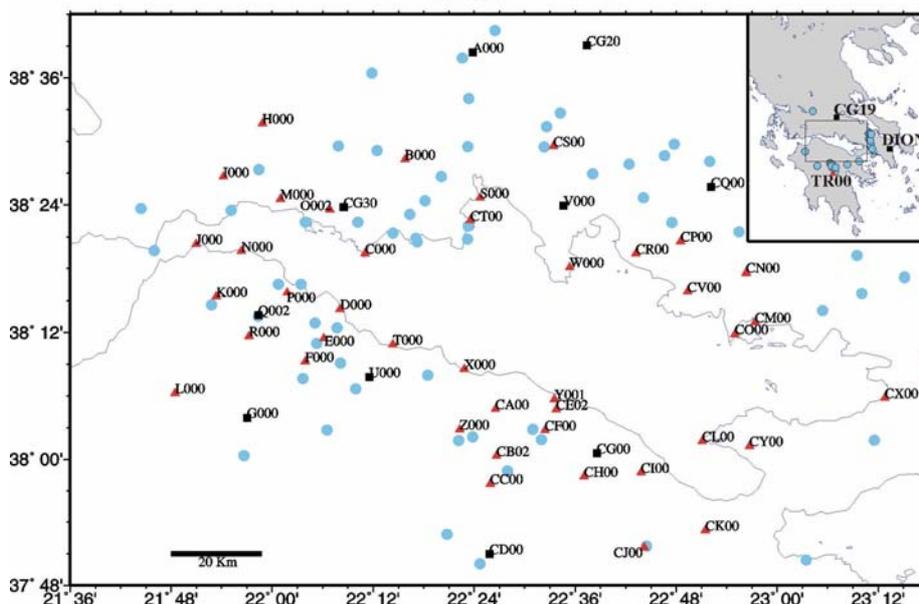
**Fig. 2.8:** Network measured in June 1995.

Comme pour la campagne de 1992, les mesures menées en juin 1995 ont démarré seulement quelques heures après le tremblement de terre d'Aigion (15/06/95, Ms=6.2, Bernard et al., 1997). Des récepteurs Ashtech (7) et Leica (2) bi-fréquence, de type code-Z et de type codeless, ont permis l'occupation de 44 de sites, dont 22 étaient du réseau de 1<sup>er</sup> ordre. Ces points constituaient un réseau centré autour de la région épiscopale (Fig. 2.8) et du profil A-G et avec une longueur de ligne de base variant de quelques kilomètres jusqu'à près de 50 kilomètres. Les durées des sessions d'acquisition étaient très variables, en allant de 12 à 18 heures, répétées 2-3 fois, pour les points de 1<sup>er</sup> ordre et de 1 à 6 heures, avec une répétabilité maximale de 2 fois, pour le réseau du 2<sup>ème</sup> ordre. Comme précédemment, les deux points (CT00 et T000) ont acquis en manière permanente afin de raccrocher les différents réseaux journaliers.

La campagne de mesure GPS réalisée en octobre 1995, près de quatre mois après le tremblement de terre d'Aigion, représente à ce jour le plus important déploiement d'instruments et de points mesurés au Golfe de Corinthe (Fig. 2.9). Un nombre total de trente-deux récepteurs bi-fréquence (codeless et code-Z), dont 28 Ashtech et 4 Trimble, ont été utilisés pour mesurer, en 12 jours, un total de 53 points de 1<sup>er</sup> ordre et 70 sites de 2<sup>ème</sup> ordre, avec des durées d'acquisition respectivement de 8-24 heures et de 1-12 heures. Chaque point principal a été mesuré en moyenne de 3 à 4 fois, alors que l'acquisition aux points secondaires ne dépassait pas les deux fois. Parmi les points de 1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> ordre, onze sont communs avec le réseau de la Grèce centrale. Ils ont été mesurés pour la première fois en 1993 en permettant ainsi de raccrocher en manière très satisfaisante les deux réseaux. La campagne s'étendait sur tout le Golfe de Corinthe, sur une région de 90 km du nord au sud et 130 km d'est en ouest.

La campagne réalisée en Octobre 1997, sur une période de 12 jours, était localisée à l'est du Golfe de Corinthe et à travers le golfe d'Evvia. Pendant cette campagne, seulement une petite partie du réseau du Golfe de Corinthe a été occupée. Parmi les instruments utilisés (17 Ashtech code-Z et 8 récepteurs LEICA et TRIMBLE du NTUA), six récepteurs déployés au nord et au sud de la partie Est du Golfe de Corinthe ont permis l'acquisition des données en correspondance de 13 points principaux du réseau Corinthe (Fig. 2.10), dont 3 faisaient aussi partie du réseau de la Grèce centrale (CG00, CQ00 et V000). Un seul point du réseau Corinthe (CH00) a acquis de façon permanente mais il existait d'autres stations permanentes autour d'Evvia. Au cours de cette campagne, les points ont été mesurés 7 fois en moyenne, bien plus que dans les autres campagnes, avec des durées d'acquisition variable entre 7 et 24 heures.

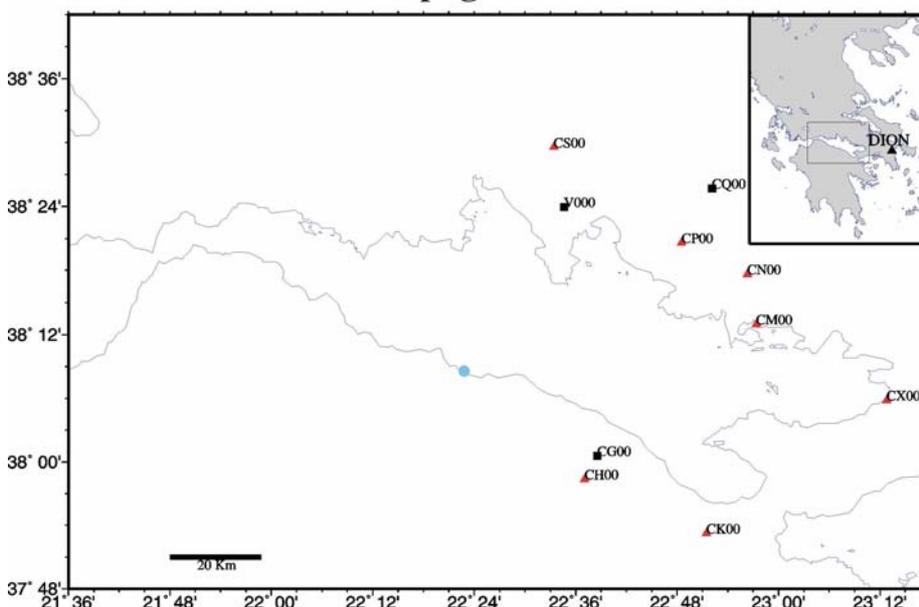
### Campagne 1995b



**Fig. 2.9:** Réseau mesuré en Octobre 1995. Les triangles rouges représentent les points de 1<sup>er</sup> ordre, les points bleus correspondent aux points de 2<sup>ème</sup> ordre, et les carrés noirs représentent les points communs au réseau de la Grèce centrale.

**Fig. 2.9:** Network measured in October 1995. Red triangles, blu dots and black squares indicate respectively the 1<sup>st</sup>, the 2<sup>nd</sup> order points and the Gulf of Corinth network benchmarks common to the Central Greece network.

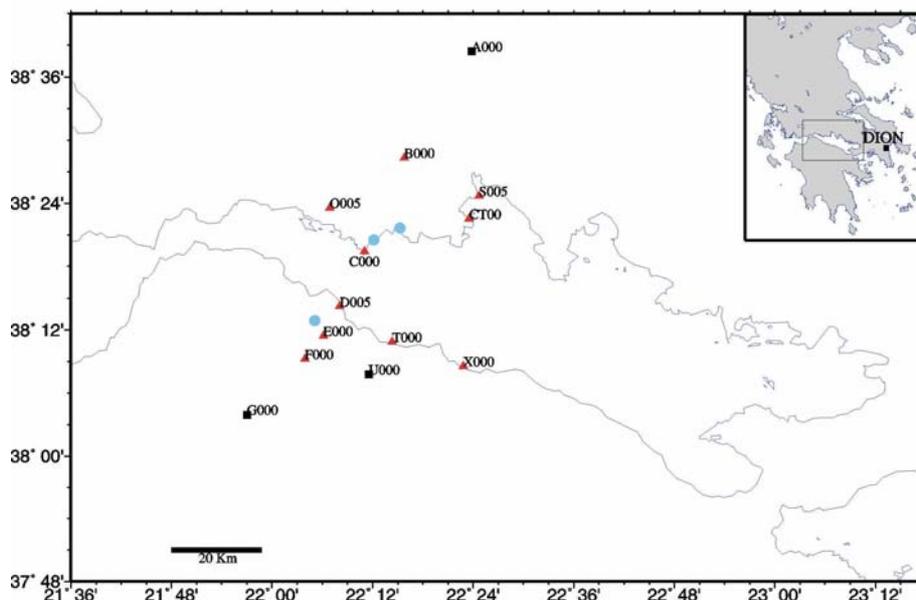
### Campagne 1997



**Fig. 2.10:** Réseau mesuré en Octobre 1997. En figure, ils ne sont représentés que les points appartenant au réseau du Golfe de Corinthe.

**Fig. 2.10:** Network measured in October 1997. Only the points of the Gulf of Corinth network are plotted.

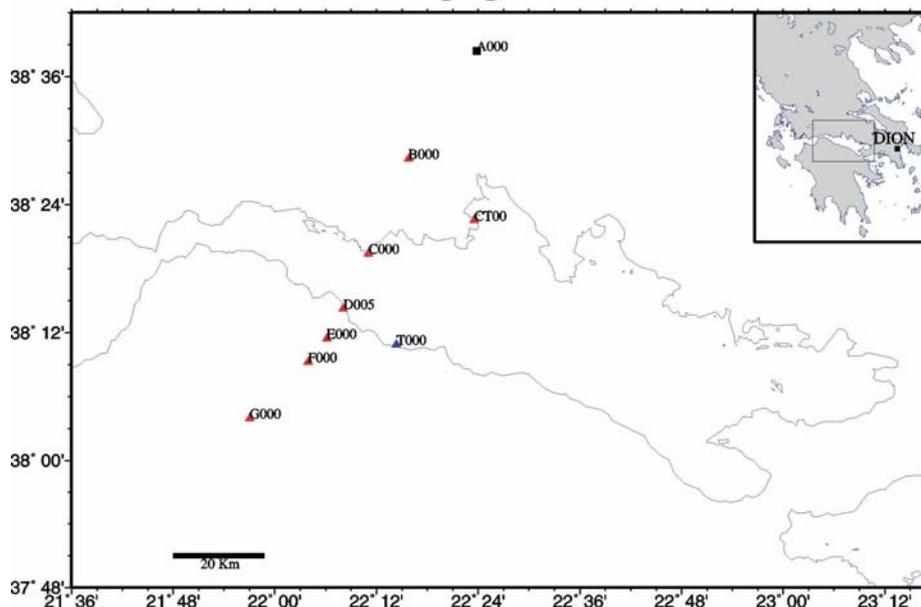
### Campagne 1999



**Fig. 2.11:** Réseau mesuré en Septembre et Octobre 1999. Les triangles rouges représentent les points de 1<sup>er</sup> ordre, les points bleus correspondent aux points de 2<sup>ème</sup> ordre, et les carrés noirs représentent les points communs au réseau de la Grèce centrale.

**Fig. 2.11:** Network measured in September and October 1999. Red triangles, blu dots and black squares indicate respectively the 1<sup>st</sup>, the 2<sup>nd</sup> order points and the Gulf of Corinth network benchmarks common to the Central Greece network.

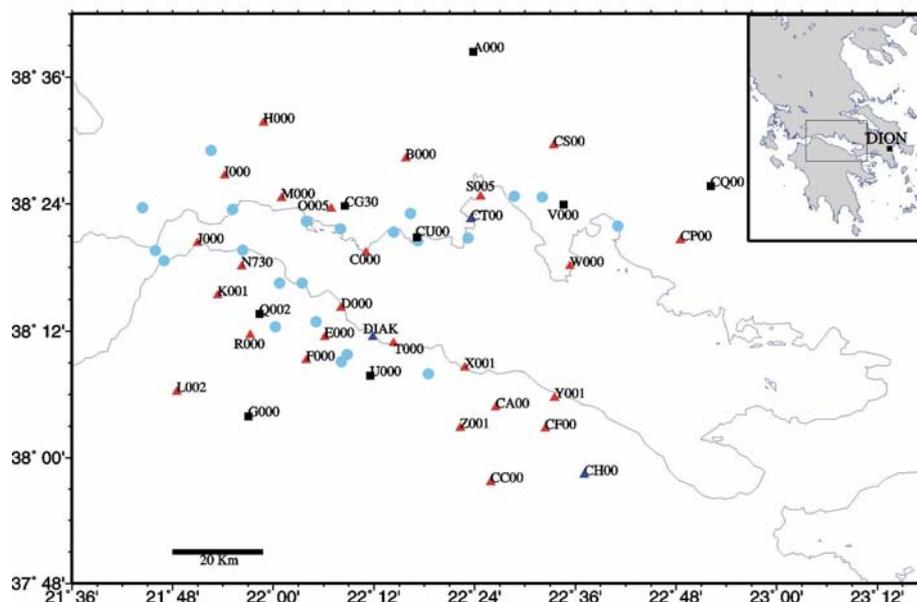
### Campagne 2000



**Fig. 2.12:** Réseau mesuré en Avril 2000.

**Fig. 2.12:** Network measured in April 2000.

## Campagne 2001



**Fig. 2.13:** Réseau mesuré en Septembre 2001. Les triangles rouges représentent les points de 1<sup>er</sup> ordre, les points bleus correspondent aux points de 2<sup>ème</sup> ordre, et les carrés noirs représentent les points communs au réseau de la Grèce centrale.

**Fig. 2.13:** Network measured in September 2001. Red triangles, blu dots and black squares indicate respectively the 1<sup>st</sup>, the 2<sup>nd</sup> order points and the Gulf of Corinth network benchmarks common to the Central Greece network

Enfin, la dernière campagne de mesures réalisée dans le Golfe de Corinthe correspond à celle menée en septembre 2001 (Fig. 2.13) dans le cadre du projet *CORSEIS*. Pour cette campagne, qui a duré 12 jours (du 18 au 29 Septembre 2001), trois points du réseau (CT00, CH00 et DIAK), ont été maintenus fixés pour acquérir les données sans interruptions pour toute la durée de la campagne. Afin d'assurer la précision maximale du réseau, 35 points de 1<sup>er</sup> ordre (communs aux réseaux du 1991,1993 et octobre 1995) ont été mesurés de trois à quatre fois et 23 points de 2<sup>ème</sup> ordre ont été aussi mesurés avec des sessions de quatre heures.

### 2.3 Le traitement des données

Les données acquises aux différentes campagnes ont été traités avec le même logiciel utilisé dans des conditions rigoureusement semblables afin de comparer parfaitement les résultats, qui sont ainsi affectés ni par des différences dans la modélisation des paramètres à estimer (marées terrestres et océaniques, paramètres de rotation de la Terre, retards troposphériques, etc.) ni par la différence dans la stratégie de calcul. Pour chaque campagne de mesure, le traitement des données GPS se fait en deux étapes décrites par exemple par Feigl et al. (1993):

une première solution où les observations de phase journalières sont analysées à partir des orbites des satellites GPS, des coordonnées a priori disponibles pour les stations et des paramètres de rotations de la Terre; une deuxième solution est représenté par la combinaison des différentes solutions journalières.

La première étape s'accomplit à l'aide du logiciel GAMIT (King & Bock, 1998) développé au MIT (Massachusetts Institut of Technology). Les orbites utilisées pour les calculs sont les orbites combinées finales distribuées par l'IGS (<http://igsceb.igs.nasa.gov>), International GPS Service. Les variations de la rotation terrestre au cours des différentes campagnes de mesure ainsi que les marées solides lunaires et solaires sont prises en compte à partir de paramètres fournis par l'IERS (International Earth Rotation System, <http://hpiers.obspm.fr>). La variation de la position du centre de phase de l'antenne en fonction de l'élévation et de l'azimut des satellites est modélisée suivant des tables publiées par l'IGS. En utilisant les éphémérides, ainsi que les coordonnées a priori des stations, les valeurs des paramètres de rotation de la Terre et les relations standards des phénomènes de précession et nutation, le logiciel GAMIT calcule les valeurs théoriques des observations de phase pour les deux fréquences L1 et L2 du GPS et pour chaque combinaison station-satellite. Une combinaison linéaire LC (« ionosphère-free ») des fréquences L1 et L2 est aussi formée afin d'éliminer la partie du délai ionosphérique qui est inversement proportionnel au carré de la fréquence (Bock et al., 1986). Ces valeurs théoriques sont ensuite combinées en doubles-différences (entre stations et entre satellites), afin d'éliminer les erreurs d'horloges des récepteurs et des satellites. Cette combinaison est menée par une analyse par moindres carrés pour estimer les coordonnées des stations et les paramètres d'ambiguïtés de phase en utilisant l'algorithme décrit par Schaffrin & Bock (1988). La résolution des ambiguïtés de phase est décrite par Dong & Bock (1989) et par Feigl et al. (1993) et prévoit 4 étapes. (a) Tous les paramètres sont estimés en utilisant la combinaison linéaire LC des phases L1 et L2 et le système de référence est identifié par l'imposition de contraintes fortes aux coordonnées des stations. (b) En fixant les paramètres géodésiques obtenus à la solution (a), les valeurs des ambiguïtés de phase en "wide-lane" sont estimées et, si possible, contraintes à des valeurs entières. Si des valeurs de pseudo-distance précises sont disponibles, elles sont utilisées pour aider à la détermination des ambiguïtés des "wide-lane". (c) En fixant les ambiguïtés des "wide-lane" aux valeurs trouvées à la solution (b), les paramètres d'ambiguïtés des "narrow-lane" sont estimés, ainsi que tous les paramètres géodésiques à partir des observables LC. Comme dans la solution (a), le système de référence est défini par les contraintes imposées aux coordonnées des stations. (d) En fixant les valeurs résolues des ambiguïtés des "wide-lane" et des "narrow-lane" aux valeurs entières obtenues

aux solutions (b) et (c), les paramètres géodésiques sont estimés à partir des données LC. Une fois les ambiguïtés résolues, les contraintes sont relâchées pour obtenir une solution journalière où les différents paramètres, tels que les coordonnées des stations et leur matrices de covariance, ainsi que les délais zénithaux sont estimés.

Ces paramètres sont utilisés dans l'étape d'analyse « multi-session », où toutes les solutions journalières sont combinées dans une seule solution à l'aide du logiciel GLOBK basé sur l'utilisation du filtre de Kalman et développé à l'origine pour la combinaison de données VLBI (Herring et al., 1998). Cette solution est ensuite ramenée dans l'ITRF2000 (Altamini et al., 2002) à travers une minimisation des écarts des positions des stations IGS utilisées par rapport à leur coordonnée dans l'ITRF2000. Cela a été fait afin, d'une part, d'obtenir des séries journalières des positions pour vérifier la qualité du traitement pour chaque site, et, d'autre part, d'estimer un seul ensemble de coordonnées par campagne pour en déduire ensuite des valeurs de vitesses.

## **2.4 Le problème de la composante verticale**

Les campagnes de mesure menées sur le réseau du Golfe de Corinthe étant caractérisées par des lignes de base qui dépassent rarement les 90 km, des tests ont été réalisés afin d'établir si l'utilisation de stations lointaines (du réseau IGS, par exemple) améliorerait ou non les solutions pour un réseau aussi petit par rapport à la taille de la Terre, en particulier la répétabilité horizontale. Une telle approche n'est en principe pas à préconiser en particulier du fait que n'utiliser aucune station lointaine conduit à obtenir des solutions « flottantes » difficilement comparables parce que définies dans des systèmes de référence qui varient à chaque campagne de mesure, mais nous voulions nous assurer de l'absence de distorsion induite par l'introduction de l'IGS. L'impact le plus significatif de l'introduction ou non de l'IGS dans les calculs concerne la composante verticale.

Lors de la traversée de l'atmosphère terrestre, le signal électromagnétique GPS émis par le satellite subit un retard dû à la réfraction. Cette perturbation connue sur le nom de 'réfraction troposphérique' altère principalement la précision de la composante verticale du positionnement. La réfraction troposphérique cause un retard dans le temps de propagation des signaux trans-atmosphériques et par conséquent un allongement apparent de la distance satellite-antenne. Cette perturbation peut être décomposée en une partie hydrostatique (sèche) et en une partie humide. La première représente le 90% de la réfraction totale et introduit des imprécisions au niveau de la mer comprises entre 2.3 et 2.6 m dans la direction du zénith et

dont les magnitudes augmentent au fur et à mesure que l'élévation diminue (Brunner, 1991; Brunner & Welsch, 1993; Yunck, 1993). Contrairement au délai hydrostatique, la composante humide du délai (pouvant atteindre 40 cm) est fortement variable à la fois spatialement et temporellement, et un modèle de prédiction qui utilise les données météorologiques de surface fournit une précision maximale de 1-2 cm, en fonction des conditions atmosphériques (Langley, 1998). Une autre composante est identifiée par un délai de propagation très petit dû au passage du signal à travers de l'eau à l'état liquide, telle que les nuages et la pluie, mais l'amplitude de ce délai est typiquement au dessous du centimètre et, pour cette raison, il est en général ignorée (Langley, 1998). C'est ce que nous avons fait.

Différentes études nous montrent que le délai zénithal est fortement dépendant de l'angle de coupure des observations. Pour déterminer un délai zénithal il faut considérer les délais que le signal subit aux autres élévations. On se sert pour cela d'une 'mapping function' ou fonction de projection à la verticale. Plusieurs types de fonction existent (Marini, 1972; Saastamoinen, 1973; Ifadis, 1986; Lanyi, 1986; Baby et al., 1988; Herring, 1992, Niell, 1993, 1996) et elle prennent généralement en compte les corrections de la sphéricité de l'atmosphère. La courbure du signal dû au gradient de réfraction est quant à elle négligeable sauf à très basse élévation. études précédentes (Janes et al., 1989,1991; Mendes & Langley, 1994; Estefan & Sovers, 1994) ont essayé de vérifier les différentes fonctions de projection troposphériques existantes (une quinzaine) et leurs effets sur les coordonnées finales d'une station. Mendes & Langley (1994) avaient enregistrées des données de radiosondage sur neuf sites représentatifs de régions climatiques différentes (environ 700 profils par site). Pour chaque profil, le délai total calculé à l'aide des différentes fonctions de projection a été comparé au délai calculé par une méthode de lancé de rai. La différence des délais obtenus entre les différentes fonctions et la méthode de lancé de rai est déterminée pour des valeurs d'angle d'élévation de 30°, 15°, 10° et 3°. Pour un angle d'élévation de 30°, l'ensemble des quinze fonctions étudiées donne un délai total différant de moins de 5 mm par rapport au lancé de rai: quatre de ces fonctions (Herring, Ifadis, Lanyi et Niell) montrent un accord sub-millimétrique. Pour un angle d'élévation de 15°, l'accord entre les deux techniques reste millimétrique pour les quatre fonctions citées. Enfin, pour les angles d'élévation inférieurs à 10°, la cohérence entre les fonctions de projection et la méthode de lancé de rai diminue rapidement. Elle est centimétrique pour 10° d'élévation et pluri-centimétrique pour un angle de 3°.

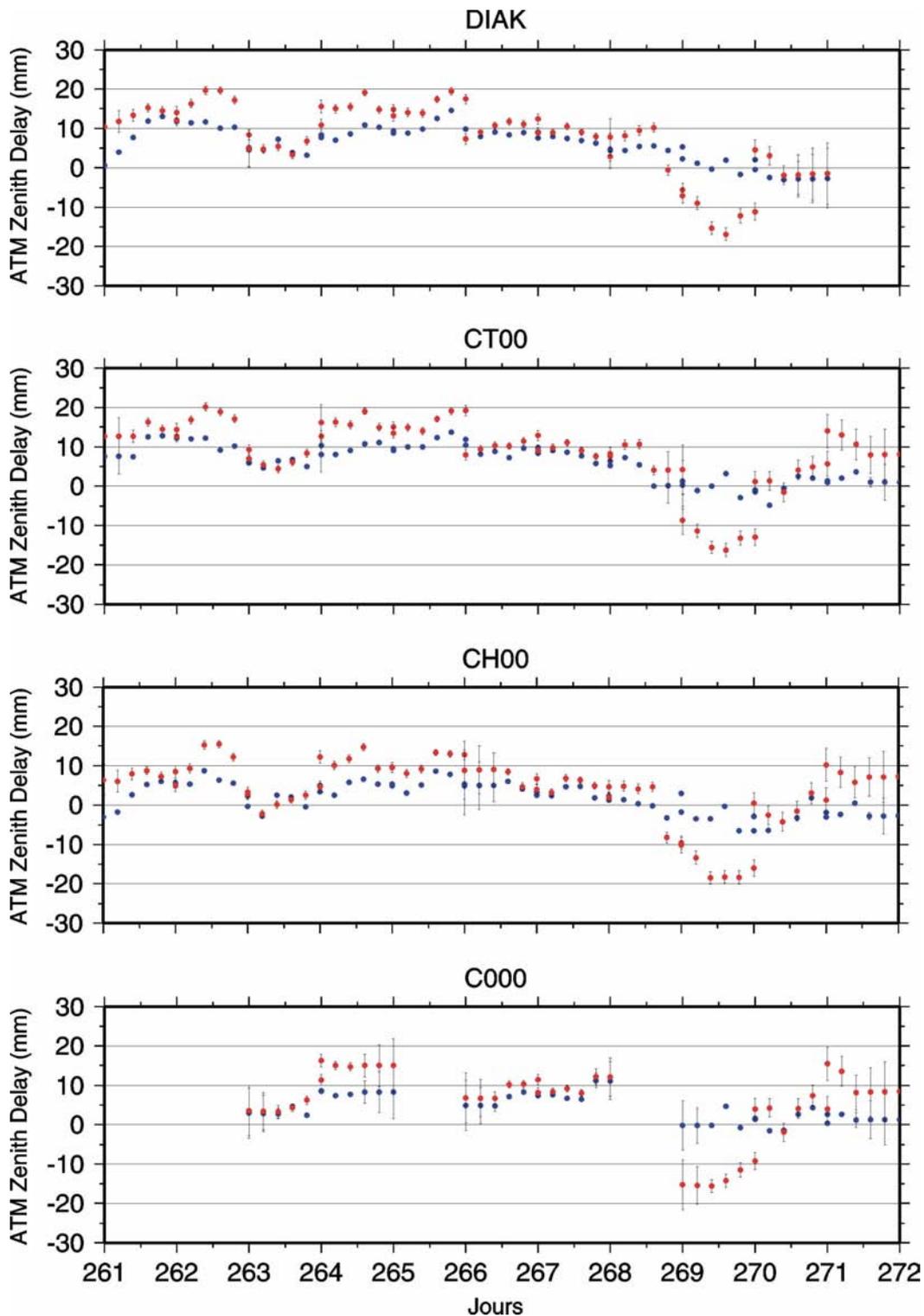
Une coupure des observations à 15 degrés minimise les problèmes dans les données dus à la présence de multi-trajets à l'antenne ou, encore, de sauts de cycles, et réduit les erreurs dans les fonctions de projection d'un délai zénithal. Nous avons adopté cette valeur de 15° qui est

standard dans la littérature. Comme les délais troposphériques, les variations dans le temps de propagation du signal, et donc les variations sur la position verticale dépendent aussi de cet angle d'élévation. Yunck (1993) a souligné que les délais troposphériques et les variations dans le temps de propagation du signal sont similaires jusqu'à 15-20° d'élévation, mais que les erreurs sur les délais zénithaux causeront des erreurs sur la position verticale d'autant plus importantes que des angles d'élévation plus bas seront pris en compte dans les calculs. Il en découle qu'une meilleure stabilité dans les délais zénithaux aux stations du réseau réduit le bruit sur la composante verticale de la position.

Afin d'analyser l'influence de stations lointaines sur la répétabilité des délais zénithaux et, donc sur une meilleure stabilité de la composante verticale, Deux types de calculs ont été réalisés: *a*) un premier calcul « en local », sans l'utilisation d'aucune station lointaine et *b*) un deuxième calcul réalisé avec l'utilisation des stations lointaines et des contraintes (2 à 5 cm) appliquées aux incertitudes des coordonnées a priori des stations lointaines (Feigl et al., 1993). Ces tests ont été réalisés en utilisant les données de la campagne de mesure menée en 2001 et dont les caractéristiques sont montrées en Tab. 2.1. Les stations lointaines utilisées dans le deuxième calcul appartiennent au réseau EUREF (European Reference Frame, <http://www.epncb.oma.be> et <http://sopac.ucsd.edu>), qui constitue une sorte de densification du réseau mondial IGS en Europe. Ces stations ont été choisies, au plan météorologique, de manière à avoir la meilleure couverture azimutale possible par rapport à notre région d'étude et, au plan géophysique, de manière à posséder un nombre suffisant de points en "Europe stable" (voir plus loin) . Plus précisément, elle correspondent aux sites de Ankara (Turquie), Graz (Autriche), Jozefoslaw (Pologne), Kootwijk (Pays Bas), Matera (Italie), Nicosie (Chypre), Penc (Hongrie), Sofia (Bulgarie) et Zimmerwald (Suisse).

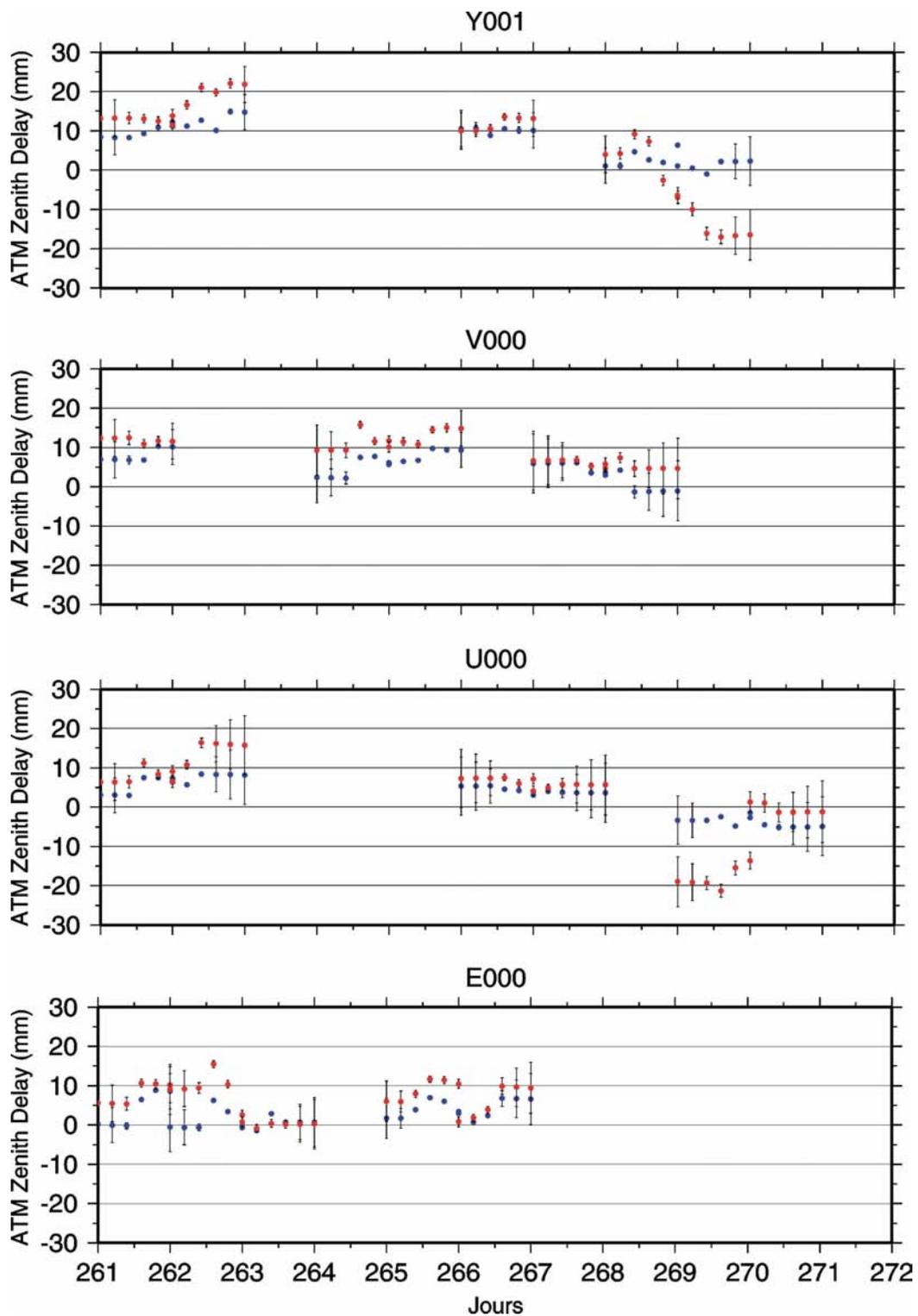
La modélisation du retard subi par le signal GPS à la traversée de la troposphère est d'abord initialisée par l'application du modèle de Saastamoinen (1972) pour les deux composantes (hydrostatique et humide), et, ensuite, par l'estimation, effectuée par la "mapping function" de Niell (1996), d'un paramètre de délai au zénith de chaque station toutes les 4 heures. Cela nous permet un bon échantillonnage pour les points du réseau qui acquièrent en permanence tout le long de la campagne et pour tous les points du 1<sup>er</sup> ordre mesurés.

Les Fig. 2.14 et Fig. 2.15 et les Fig. 2.16 et Fig. 2.17 montrent les écarts par rapport à la valeur moyenne respectivement des délais zénithaux et de la composante verticale, estimés par les deux calculs à huit stations du réseau. Ces stations ont été mesurés au moins 5 fois pendant la campagne et sont situés à différentes altitudes (entre 31 et 987 mètres).



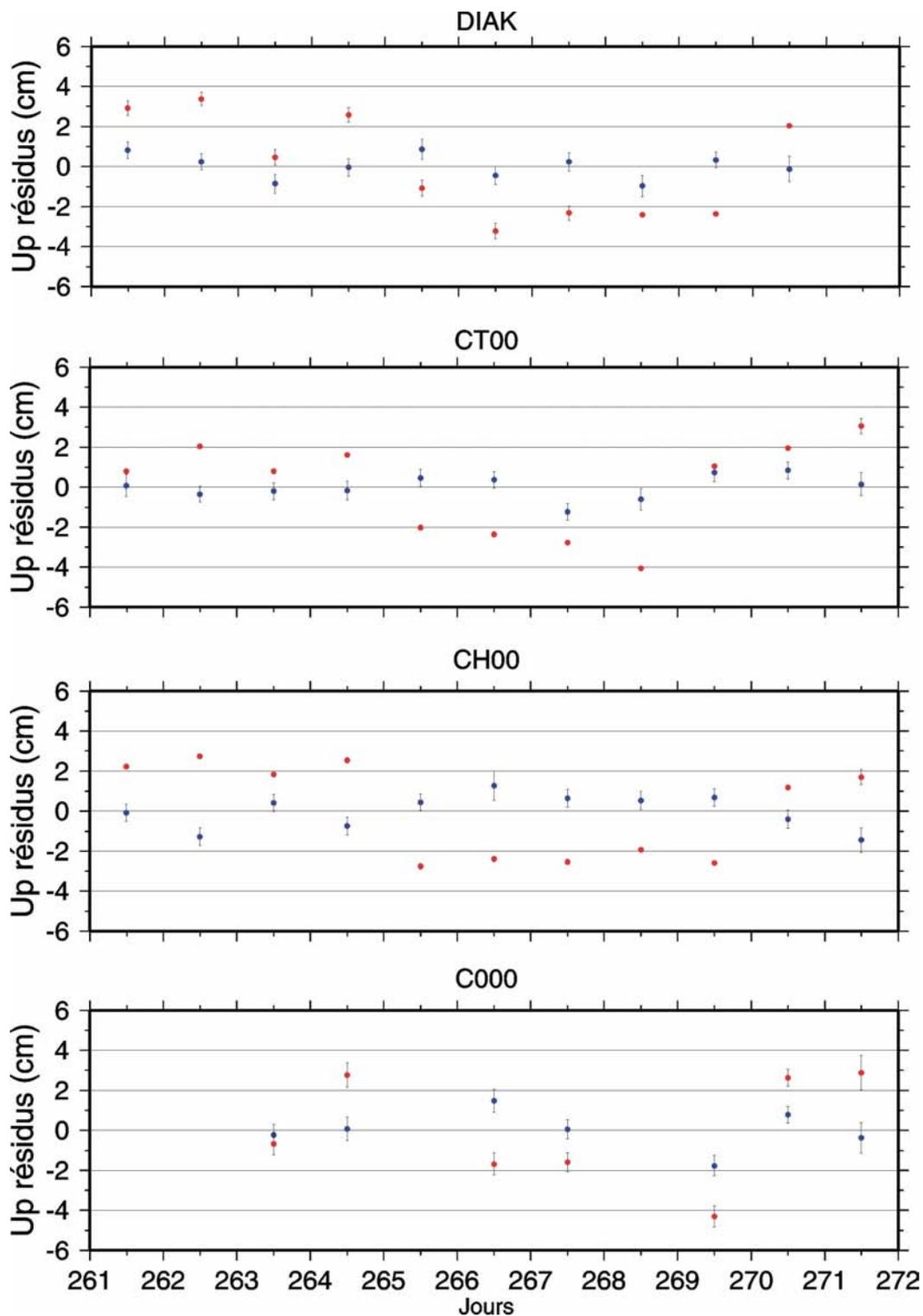
**Fig. 2.14:** Répétabilité des délais zénithaux relatifs. En bleu sont illustrés les écarts par rapport à la valeur moyenne obtenus par un calcul avec les stations IGS, alors que les points rouges indiquent les résultats trouvés par un calcul sans l'utilisation des stations IGS. Les points choisis sont situés aux altitudes suivantes: 100 m (C000), 894 m (CH00), 31 m (CT00) et 52 m (DIAK).

**Fig. 2.14:** Repeatability of the relative zenithal delays. In blu and in red are plotted the differences with respect of the average value obtained respectively by the computation with IGS stations and without IGS stations. The chosen points are located at the following elevations: 100 m (C000), 894 m (CH00), 31 m (CT00) et 52 m (DIAK).



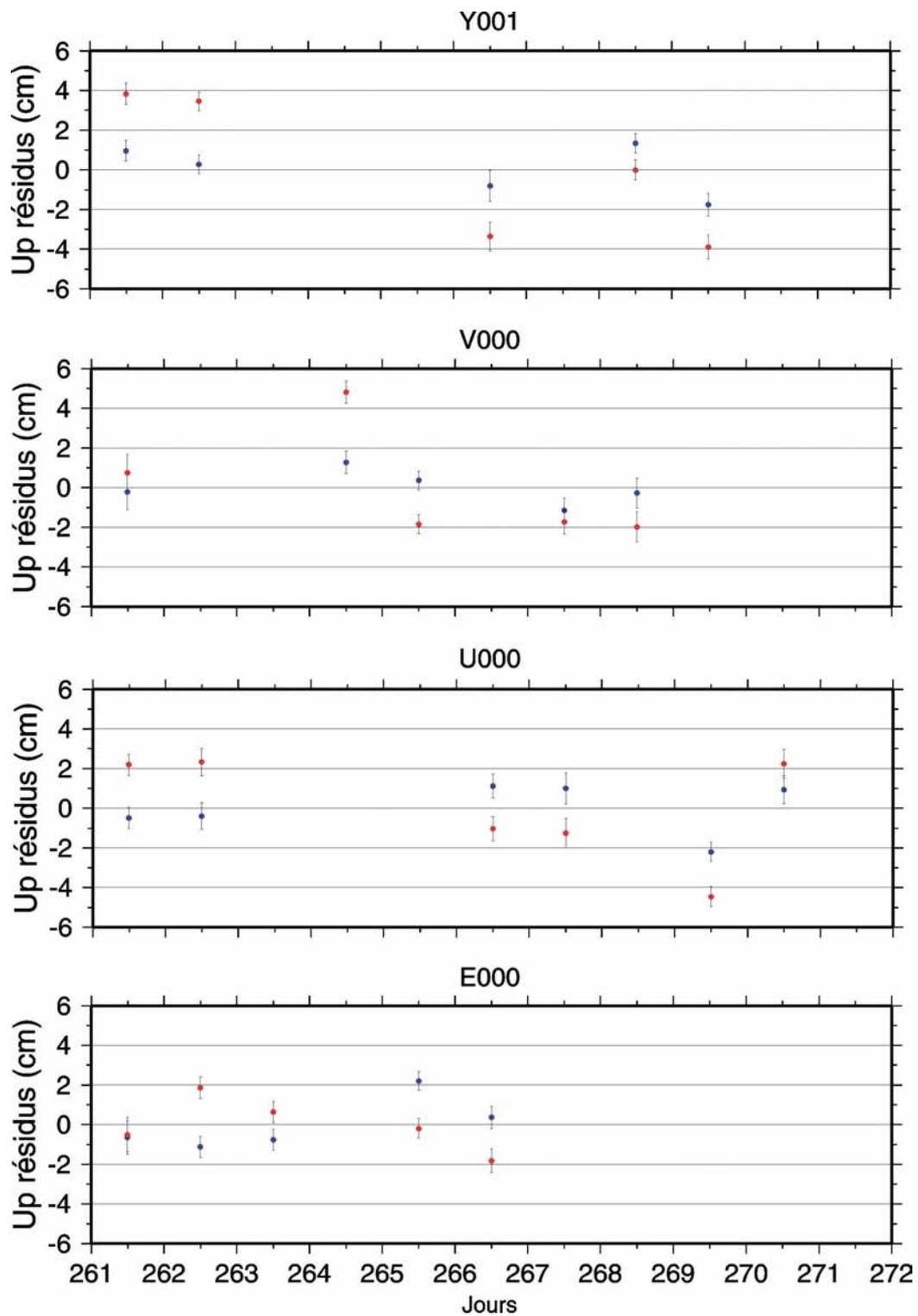
**Fig. 2.15:** Répétabilité des délais zénithaux relatifs. En bleu sont illustrés les écarts par rapport à la valeur moyenne obtenus par un calcul avec les stations IGS, alors que les points rouges indiquent les résultats trouvés par un calcul sans l'utilisation des stations IGS. Les points choisis sont situés aux altitudes suivantes: 987 m (E000), 876 m (U000), 535 m (V000) et 150 m (Y001).

**Fig. 2.15:** Repeatability of the relative zenithal delays. In blu and in red are plotted the differences with respect of the average value obtained respectively by the computation with IGS stations and without IGS stations. The chosen points are located at the following elevations: 987 m (E000), 876 m (U000), 535 m (V000) et 150 m (Y001).



**Fig. 2.16:** Répétabilité de la composante verticale. En bleu sont illustré les écarts par rapport à la valeur moyenne par un calcul mené avec les stations IGS, alors que les points rouges indique les résultats trouvés par un calcul sans l'utilisation des stations IGS. Les points choisis sont les mêmes que ceux pris en compte aux Fig. 2.14.

**Fig. 2.16:** Repeatability of the vertical component. In blu and in red are plotted the differences with respect of the average value obtained respectively by the computation with IGS stations and without IGS stations. The chosen points are the same of the Fig. 2.14.



**Fig. 2.17:** Répétabilité de la composante verticale. En bleu sont illustré les écarts par rapport à la valeur moyenne par un calcul mené avec les stations IGS, alors que les points rouges indique les résultats trouvés par un calcul sans l'utilisation des stations IGS. Les points choisis sont les mêmes que ceux pris en compte en Fig. 2.15.

**Fig. 2.17:** Repeatability of the vertical component. In blu and in red are plotted the differences with respect of the average value obtained respectively by the computation with IGS stations and without IGS stations. The chosen points are the same of the Fig. 2.15.

Les retards troposphériques estimés sans les IGS aux points mesurés pendant les premiers jours de campagne (jours 261 et 262), montrent un décalage systématique par rapport au calcul avec IGS atteignant des valeurs de quelques millimètres à 1 cm. De même que les délais zénithaux, la composante verticale obtenue par le calcul sans IGS présente des variations de 1 à 4 cm par rapport à la valeur moyenne, alors que le calcul avec les IGS donne des valeurs plus stables.

Pour le jour 263, les retards semblent être approximativement concordant, alors que les deux jours suivants (264 et 265) la courbe des points rouges est à nouveau, mais cette fois-ci de façon plus irrégulière, plus éloignée de la valeur moyenne que la courbe bleue (avec IGS). La répétabilité de la composante verticale pour la courbe rouge, en revanche, montre, en général, toujours une certaine continuité bien que décalée systématiquement par rapport à la plus stable courbe bleue plus stable. Tout de même, un changement radicale est observé sur toutes les stations entre le jour 264 et le jour 265. Cette variation intéresse surtout la courbe rouge et atteint des valeurs d'environ 4cm (CT00, DIAK) à près de 7cm (V000). Dans la même période, pour la courbe bleu aucune variation supérieure à 2cm (E000) est observée.

Les jours suivants semblent être marqués par des décalages significatifs (5 à 10 mm), mais les délais ainsi que la composante verticale obtenus par le calcul avec les station IGS présentent des valeurs toujours plus proches à la valeur moyenne.

Enfin, pour les trois derniers jours, si d'un côté, les délais zénithaux du calcul avec IGS semblent très continus à quelques 2-3 mm de la valeur moyenne, d'autre côté, les retards troposphériques obtenus par le calcul sans IGS sont en revanche très irréguliers avec des écarts de 1 à 2 cm, et une variation du jour 269 au jour 271 qui atteint les 3 cm.

De même, dans cette même période, la répétabilité de la composante verticale pour la solution en rouge (sans IGS) apparaît bien plus irrégulière que la solution en bleu (avec IGS). Parmi les stations choisi pour cette discussion, tous les sites qui ont acquis des données dans cet intervalle de temps (DIAK, CT00, CH00, C000 et U000) montrent des fortes variations atteignant des écarts de ~4cm pour la station DIAK à près de 7cm aux stations CT00, C000 et U000.

En définitive, les tendances relatives (sans stations IGS, en rouge, et avec IGS, en bleu) représentées dans les figures précédentes nous permettent de montrer clairement les relations existantes entre la composante verticale et les délais zénithaux estimés à un point particulier.

Plus précisément, nous avons montré que, en général, la répétabilité des délais zénithaux obtenue par le calcul sans stations lointaines, montre un niveau de bruit et une instabilité largement supérieure à celle trouvée dans le deuxième cas (avec les stations IGS).

Pour chaque calcul, une deuxième comparaison entre les solutions « ambiguïtés libres » (bias-free) et « ambiguïtés fixées » (bias-fixed) a été réalisée à l'aide d'un paramètre statistique, le 'rms normalisé' (nrms) (Tab. 2.2 et Tab. 2.3).

#### Calcul sans IGS

Session	Nombre d'observations	Solution "ambiguïtés libres"		Solution "ambiguïtés fixées"		Incrément (%)
		Nombre de Paramètres	Postfit nrms	Nombre de paramètres	Postfit nrms	
18 sept.	69501	267	0.209	122	0.244	14.3
19 sept.	122296	377	0.221	157	0.249	11.3
20 sept.	122778	406	0.232	216	0.266	12.8
21 sept.	118294	341	0.209	146	0.241	13.3
22 sept.	168445	453	0.191	196	0.215	11.2
23 sept.	147704	484	0.195	191	0.218	10.6
24 sept.	178689	505	0.213	202	0.250	14.8
25 sept.	170050	513	0.265	207	0.340	22.1
26 sept.	123132	365	0.324	144	0.369	12.2
27 sept.	66897	210	0.273	83	0.337	19
28 sept.	18921	101	0.187	56	0.247	24.3

**Tab. 2.2:** Statistiques relatives aux résultats obtenus par un calcul sans l'utilisation des IGS. Pour chaque session journalière, est montré le nombre d'observations de phase en double-différence « ionosphère free ». Sont indiqués aussi le nombre des paramètres estimés et le nrms pour les solutions ambiguïtés libres et ambiguïtés fixées.

**Tab. 2.2:** Statistics concerning the computation without using the IGS stations. For each daily session, the number of double-difference « ionosphere-free » phase observations, the number of estimated parameters and the nrms for the "bias-free" and "bias-fixed" solutions are indicated.

#### Calcul avec IGS

Session	Nombre d'observations	Solution "ambiguïtés libres "		Solution "ambiguïtés fixées "		Incrément (%)
		Nombre de paramètres	Postfit nrms	Nombre de paramètres	Postfit nrms	
18 sept.	225821	621	0.220	483	0.231	4.8
19 sept.	269753	709	0.223	532	0.239	6.7
20 sept.	270788	745	0.217	552	0.235	7.7
21 sept.	267675	697	0.203	507	0.222	8.6
22 sept.	325157	809	0.195	558	0.206	5.3
23 sept.	298349	838	0.194	705	0.198	2
24 sept.	306145	811	0.210	529	0.223	5.8
25 sept.	317889	896	0.246	631	0.269	8.6
26 sept.	280069	722	0.272	497	0.309	12
27 sept.	215913	553	0.232	497	0.252	7.9
28 sept.	163976	443	0.186	395	0.193	3.6

**Tab. 2.3:** Statistiques relatives aux résultats obtenus par un calcul avec l'utilisation des stations IGS. Pour chaque session journalière, est montré le nombre d'observations de phase en double-différence « ionosphère free ». Sont indiqués aussi le nombre des paramètres estimés et le nrms pour les solutions ambiguïtés libres et ambiguïtés fixées.

**Tab. 2.3:** Statistics concerning the computation using the IGS stations. For each daily session, the number of double-difference « ionosphere-free » phase observations, the number of estimated parameters and the nrms for the "bias-free" and "bias-fixed" solutions are indicated.

Ce paramètre est une estimation du 'fit' obtenu par la méthode des moindres carrés appliquée, dans ce cas, à chaque combinaison journalière, et il est exprimé par la formule suivante:

$$\text{nrms} = \sqrt{\chi^2 / f}$$

où le  $\chi^2$  représente la somme pondérée des carrés des résidus (chi2), et f correspond au nombre de degrés de liberté (nombre d'observations de phase en double-différence moins le nombre de paramètres) (Dong & Bock, 1989; Larson & Agnew, 1991). Les valeurs du nrms correspondant à la solution obtenue avec l'utilisation des stations lointaines sont en moyenne plus faibles que celles obtenues sans l'apport des stations IGS. De plus, les incréments du nrms de la solution "ambiguïtés libres" à la solution "ambiguïtés fixées" pour le calcul avec les stations IGS sont largement inférieurs (moins de la moitié, en moyenne) à ceux obtenus du calcul sans les IGS. Des faibles incréments du nrms indiquent que les valeurs réelles des ambiguïtés étaient proches à des valeurs entières, ce qui fournit une majeure confiance sur le fait d'avoir fixé les ambiguïtés de phase à la valeur entière correcte.

Les comparaisons décrites ci-dessus avaient pour but d'établir lequel parmi les deux calculs (sans IGS ou avec IGS) permettait d'obtenir une meilleure stabilité dans la répétabilité des délais zénithaux et de la composante verticale et une plus faible erreur sur les résultats. D'après ces tests, toutes les données GPS disponibles pour les différentes campagnes depuis 1991 ont été recalculées en utilisant un angle de coupure des observations de 15 degrés afin de réduire les perturbations dues aux multi-trajets des ondes en proximité des antennes et les possibles anomalies dans les estimations des délais zénithaux. En outre, des stations lointaines (> 100 km) appartenant au réseau européen IGS-EUREF ont été utilisées pour contraindre notre réseau et les délais zénithaux à chaque station de mesure.

## **2.5 Stratégie des calculs des réseaux de 1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> ordre**

Les différentes campagnes GPS menées dans le Golfe de Corinthe depuis 1990 ont permis l'acquisition d'un nombre important de données. La durée d'acquisition réalisée sur les points du réseau est fortement variable et dépend de la qualité du point, en allant, pour ce qui concerne les campagnes récentes, de 12-24 heures pour les points de premier ordre, à quelques heures (2-8) pour les points de deuxième ordre (anciens points de triangulation). Relativement à la taille du réseau, la longueur des lignes de base est aussi fortement variable, en allant de quelques kilomètres à presque 80 kilomètres. Un calcul global prenant en compte

une telle hétérogénéité de données (dans la durée des mesures et dans la longueur de la ligne de base) aurait comporté un risque de distorsion important sur les coordonnées des meilleurs points dû à la possible contamination par des mesures sur les points de 2<sup>ème</sup> ordre. C'est pourquoi nous avons choisi de calculer les données relatives aux différentes campagnes de la façon suivante:

- 1) Un premier calcul est mené en ne prenant en compte que les points de premier ordre et quelques stations lointaines du réseau permanent IGS-EUREF. En contraignant les coordonnées des stations lointaines à celles prévues par l'ITRF2000 pour l'époque de la campagne considérée, nous obtenons une bonne connaissance des points du réseau de premier ordre. Le calcul, mené en utilisant la combinaison linéaire LC, ne sera ainsi contaminé par les plus petites lignes de base ou par les courtes sessions d'acquisition, en facilitant ainsi la fixation des ambiguïtés pour les lignes de base de notre réseau. Ensuite, avec l'utilisation de stations lointaines bien déterminées dans l'ITRF, les solutions journalières sont combinées afin d'obtenir un ensemble de coordonnées époque par époque défini dans le système de référence ITRF2000.
- 2) Une fois obtenu cet ensemble de coordonnées pour les points du premier ordre, des sous-réseau ont été déterminés en dépendant de la ligne de base. Les points du deuxième ordre sont ainsi calculés par rapport aux points de 1<sup>er</sup> ordre les plus proches, en contraignant fortement ou totalement les coordonnées de ces derniers à celles obtenues par le calcul (1).
- 3) Les points de rattachement très proches des points principaux de premier ordre (points auxiliaires, généralement trois) sont déterminés par rapport à ces derniers avec un calcul réalisée en L1 et L2 sans aucune contrainte ionosphérique.

Cette approche est appliquée à toutes les campagne qui ont été menées dans le Golfe de Corinthe, à exception de la campagne menée en 1990, pour laquelle les résultats présentés en Briole et al. (2000) seront utilisés.

## ***2.6 Analyse du bruit sur les résultats***

### **2.6.1 La précision sur le court-terme**

L'évaluation de la précision, et donc des magnitudes des erreurs, sur nos estimations est réalisée à travers l'utilisation et l'analyse de paramètres statistiques à court-terme et à long-

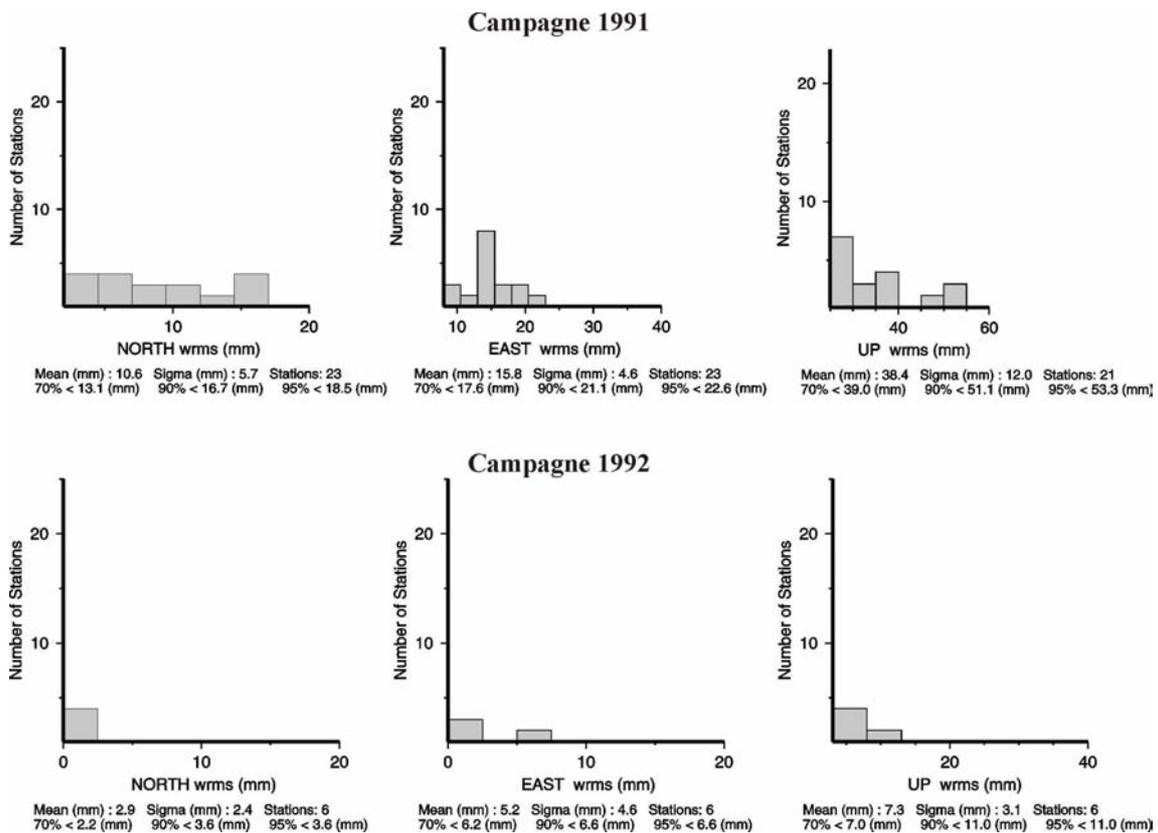
terme. La précision sur le court-terme, à l'échelle de chaque campagne particulière, est analysée par le résidu quadratique moyen pondéré (wrms, weighted root mean square) sur les positions journalières autour de la position moyennée sur l'ensemble de la campagne. Pour N jours de campagne et  $y_1, y_2, \dots, y_k$  solutions journalières caractérisées par les relatifs écarts-types  $\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_k$ , le wrms est calculé pour chaque composante Est, Nord et Vertical selon la formule suivante (Larson & Agnew, 1991):

$$wrms = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^N \frac{(y_k - \bar{y})^2}{\sigma_k^2}}{N}}$$

où  $\bar{y}$  représente la moyenne pondérée des solutions journalières  $y_k$ .

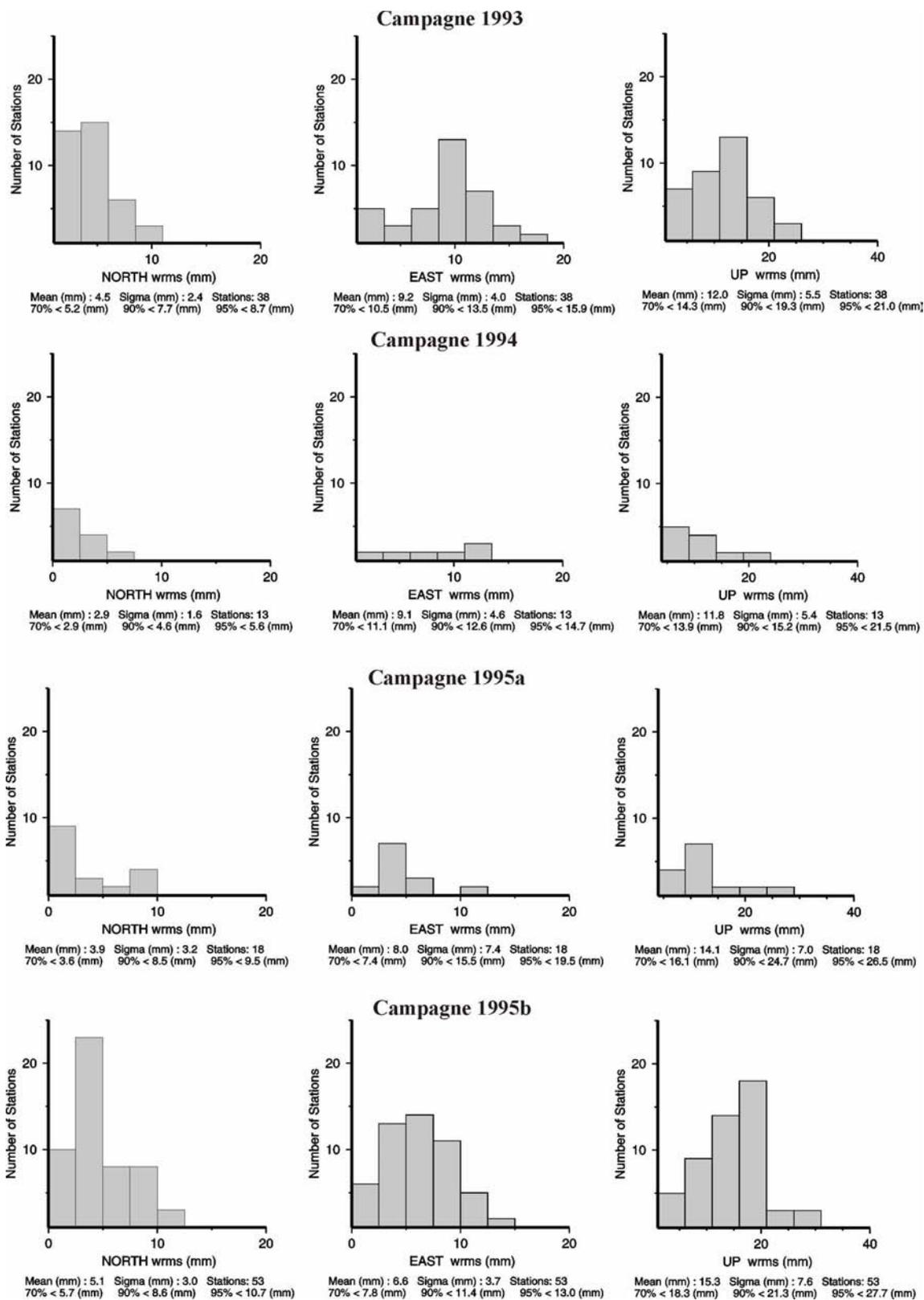
Les Fig. 2.18, Fig. 2.19 et Fig. 2.20 montrent les histogrammes des répartitions des wrms pour les positions des points de 1<sup>er</sup> ordre estimés à chaque campagne de mesure.

La grande variabilité dans le nombre de points mesurés d'une campagne à l'autre rend plus difficile la comparaison de ces distributions.



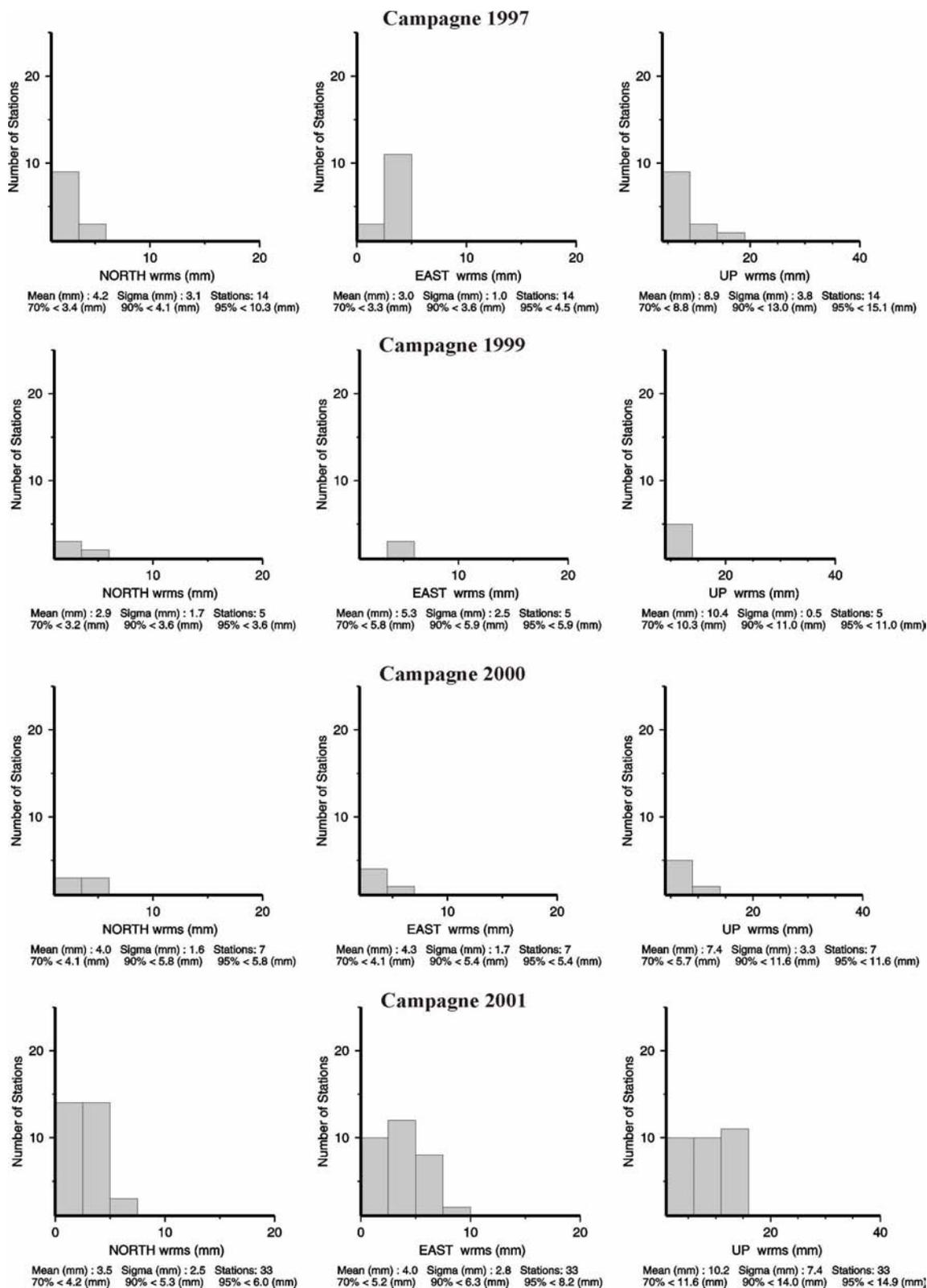
**Fig. 2.18:** Histogrammes des distributions du wrms à partir des estimations obtenues sur les stations de 1<sup>er</sup> ordre pour les campagnes de Septembre 1991 et Décembre 1992.

**Fig. 2.18:** Histograms of the wrms distributions extracted from the estimations obtained for the 1st order points of the 1991 and 1992 field surveys.



**Fig. 2.19:** Histogrammes des distributions du wrms à partir des estimations obtenues sur les stations de 1<sup>er</sup> ordre pour chaque campagne. La figure montre le cas des campagnes de mai 1993, octobre 1994, juin 1995 et octobre 1995.

**Fig. 2.19:** Histograms of the wrms distributions extracted from the estimations obtained for the 1st order points of the 1993, 1994, June 1995 and October 1995 field surveys.



**Fig. 2.20:** Histogrammes des distributions du wrms à partir des estimations obtenues sur les stations de 1<sup>er</sup> ordre pour chaque campagne. La figure montre le cas des campagnes de octobre 1997, septembre 1999, avril 2000 et septembre 2001.

**Fig. 2.20:** Histograms of the wrms distributions extracted from the estimations obtained for the 1st order points of the 1997, 1999, 2000 and 2001 field surveys.

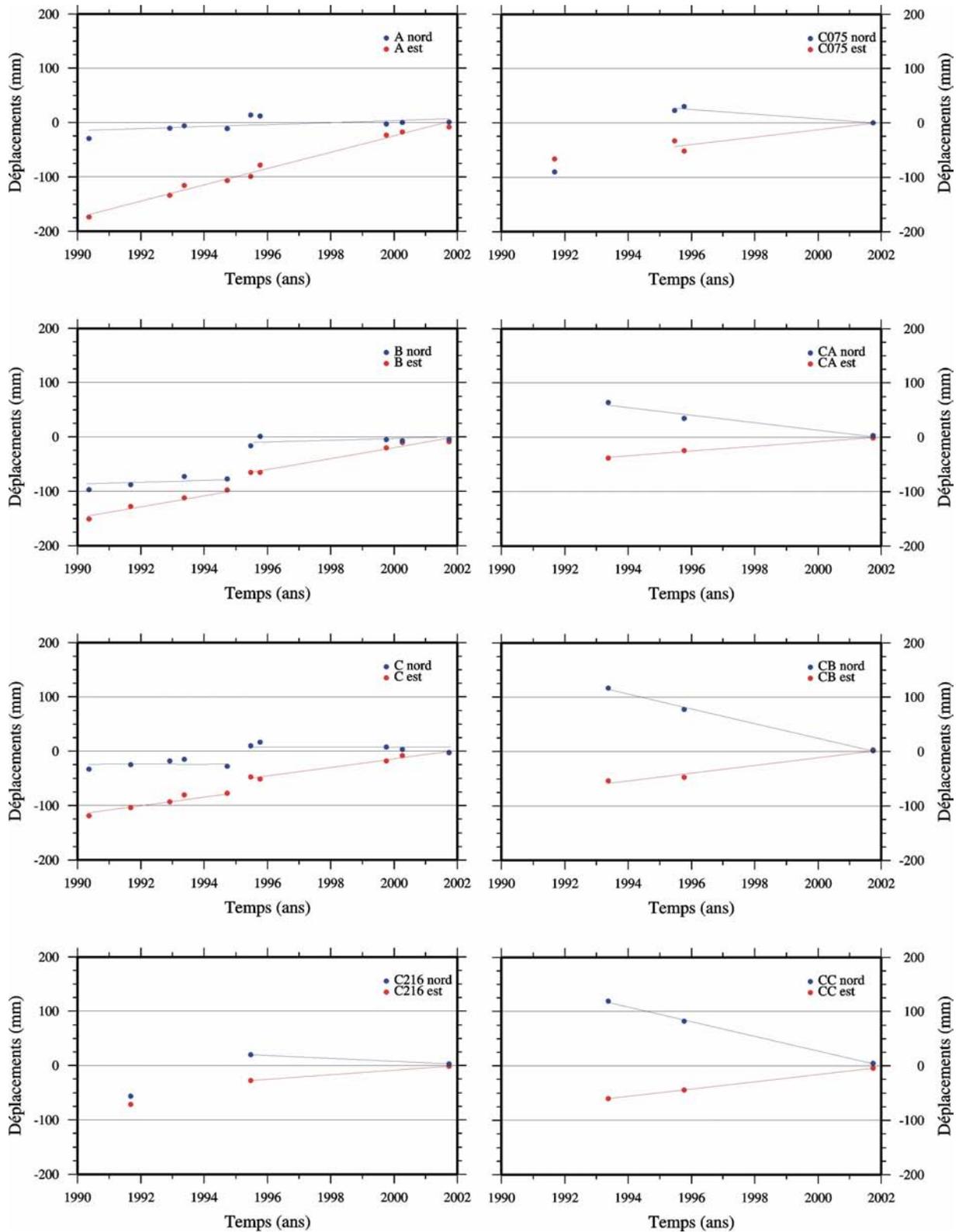
Cependant, en comparant les campagnes caractérisées par des nombres similaires de points occupés on peut noter une amélioration de la qualité des résultats au cours du temps, qui peut être due à la fois à une amélioration de la précision des orbites, à une durée moyenne des sessions d'acquisition de plus en plus importante et à une amélioration de la qualité des antennes (antennes Choke Ring progressivement introduites à partir de 1995). Le soin apporté aux centrages peut être considéré comme constant entre 1990 et 2001.

## **2.6.2 La précision sur le long-terme**

Davis et al. (1989) ont souligné que les estimations obtenues indépendamment par l'analyse des données de chaque session (jour) sur une période de quelques jours sont corrélées à cause de l'influence de sources d'erreur communes. De plus, Larson & Agnew (1991) ont suggéré que la précision court-terme pourrait représenter un minorant de la vraie précision, parce que sur une échelle de temps aussi petite certaines erreurs, telles que les délais troposphériques hydrostatiques et humides ou des erreurs de configuration des instruments, changent en manière moins importante que sur des intervalles de temps plus longs. Pour cela, en suivant ces auteurs, l'évaluation de la précision sur nos estimations sur le long-terme est donnée principalement par l'analyse des séries temporelles sur les positions des stations sur les 11 ans de mesure. On montrera dans les figures qui suivent (Fig. 2.21) seulement les séries temporelles sur les stations qui ont été occupées, de 1990 à 2001, au moins trois fois.

En faisant l'hypothèse de vitesses stationnaires, sauf, dans la zone affectée par le séisme de 1995, l'analyse des incertitudes sur les séries temporelles est effectuée, pour chaque composante, à travers le calcul de l'écart type des mesures par rapport à la pente de la droite de régression qui explique au mieux les données. Cela implique que cette estimation n'est pas applicable aux quelques points qui ont été occupés seulement deux fois pendant les différentes campagnes. Pour cette même raison, les écarts types relatifs aux stations intéressées par la déformation liée au séisme d'Aigion de 1995, n'ont pu être calculés que pour celles qui présentaient, dans les onze ans couverts, au moins trois mesures avant ou après le séisme. Les déformations cosismiques témoignées par les décalages dans les séries temporelles de ces mêmes stations seront décrits dans le Chapitre 4.

Les valeurs des incertitudes obtenues pour chaque droite de régression (Tab. 2.4) sont en moyenne inférieures à 1.5 mm/an. Dans ce contexte, on assigne la même valeur de 1.5 mm/an à tous les points.



**Fig. 2.21:** Séries temporelles obtenues à partir des coordonnées ITRF2000 pour les points de 1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> ordre mesuré au moins 3 fois de 1990 à 2001. Les points présentant un décalage dans les séries temporelles correspondent aux stations situées dans la région épacentrale du séisme d'Aigion du 15 Juin 1995.

**Fig. 2.21:** Time series obtained from the ITRF2000 coordinates of the 1<sup>st</sup> and 2<sup>nd</sup> order points measured at least three times in the period 1990-2001. The points showing a shift in the time series correspond to the stations located in the epicentral region of the Aigion June, 15, 1995 earthquake.

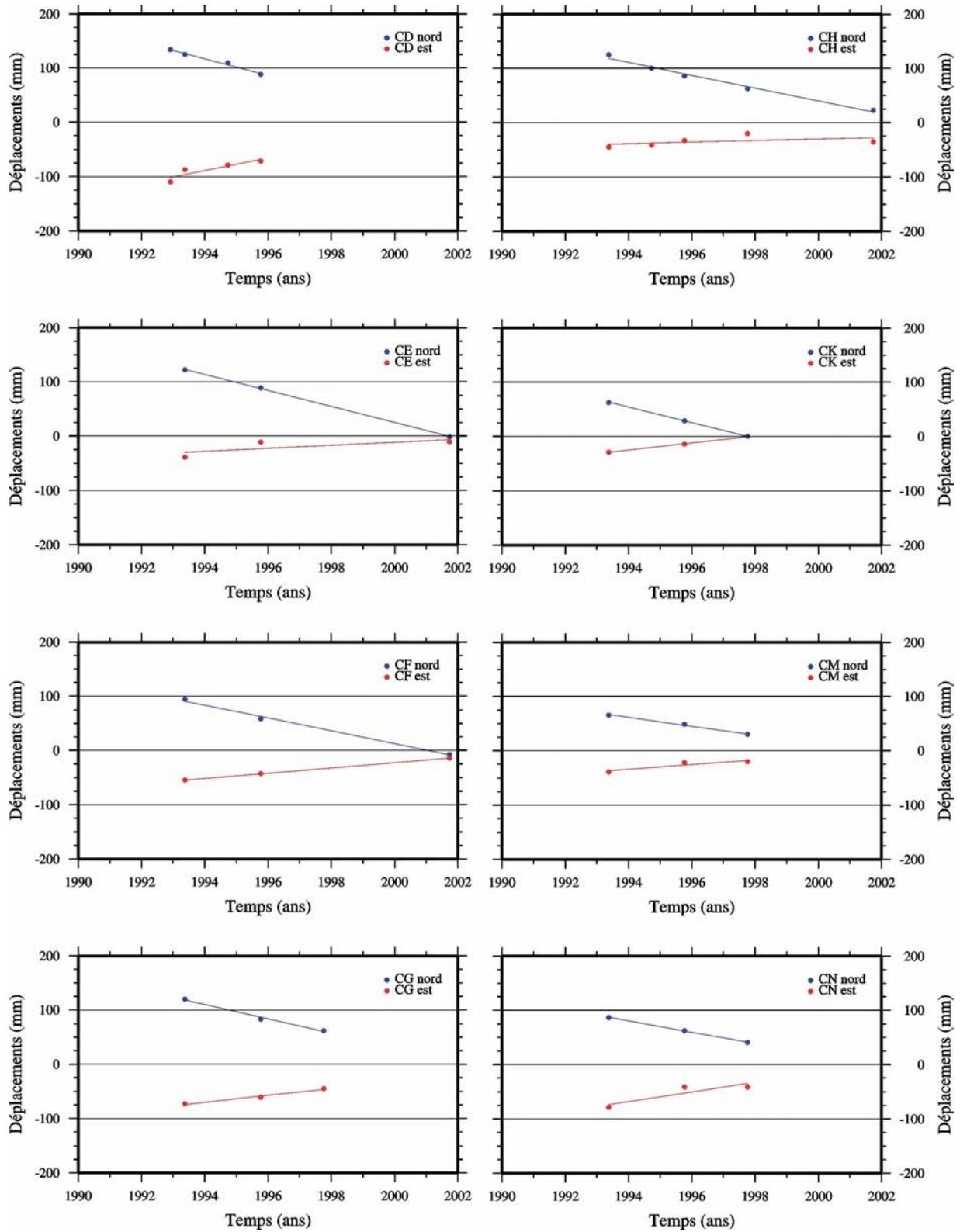


Fig. 2.21: (continuation).

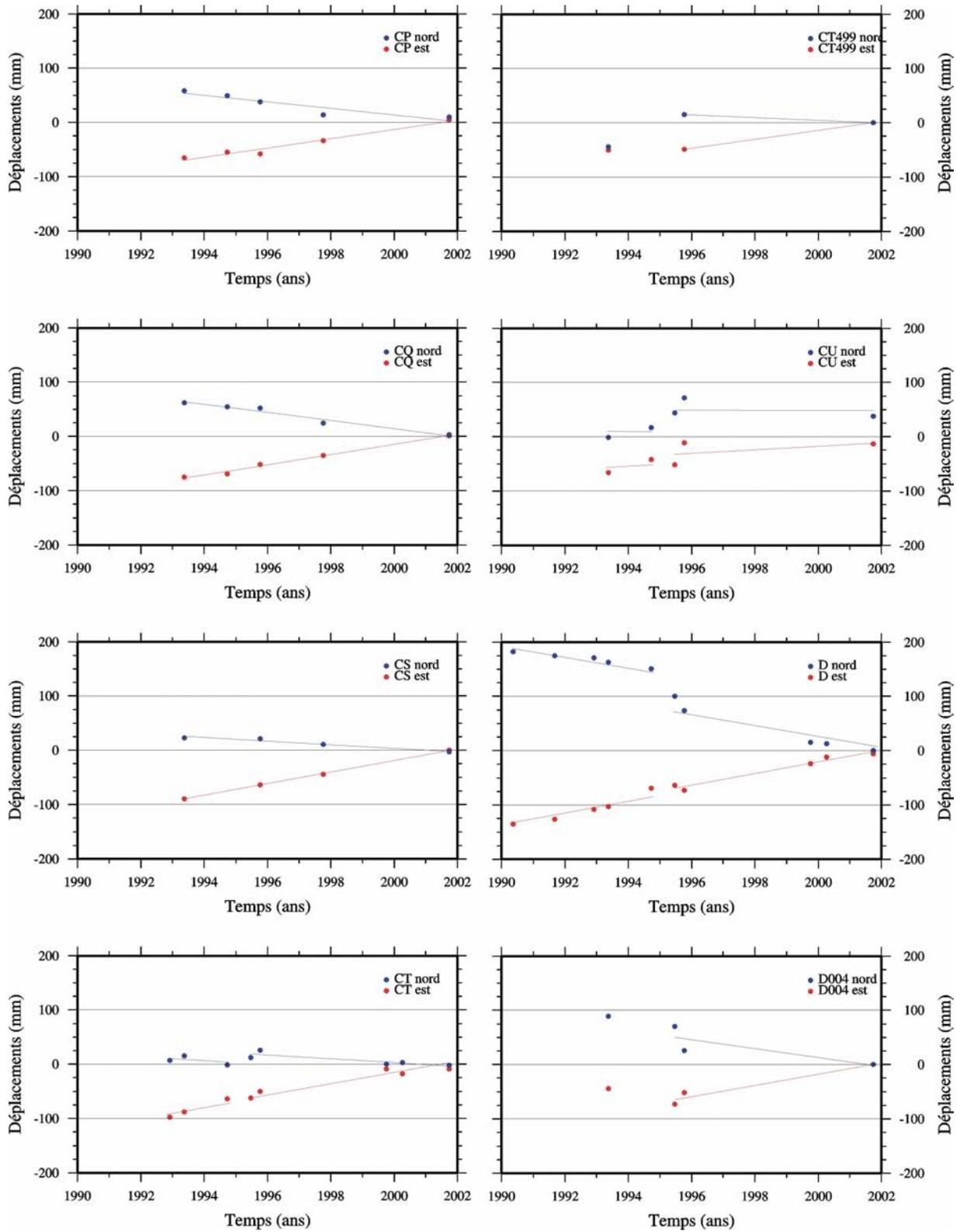


Fig. 2.21: (continuation).

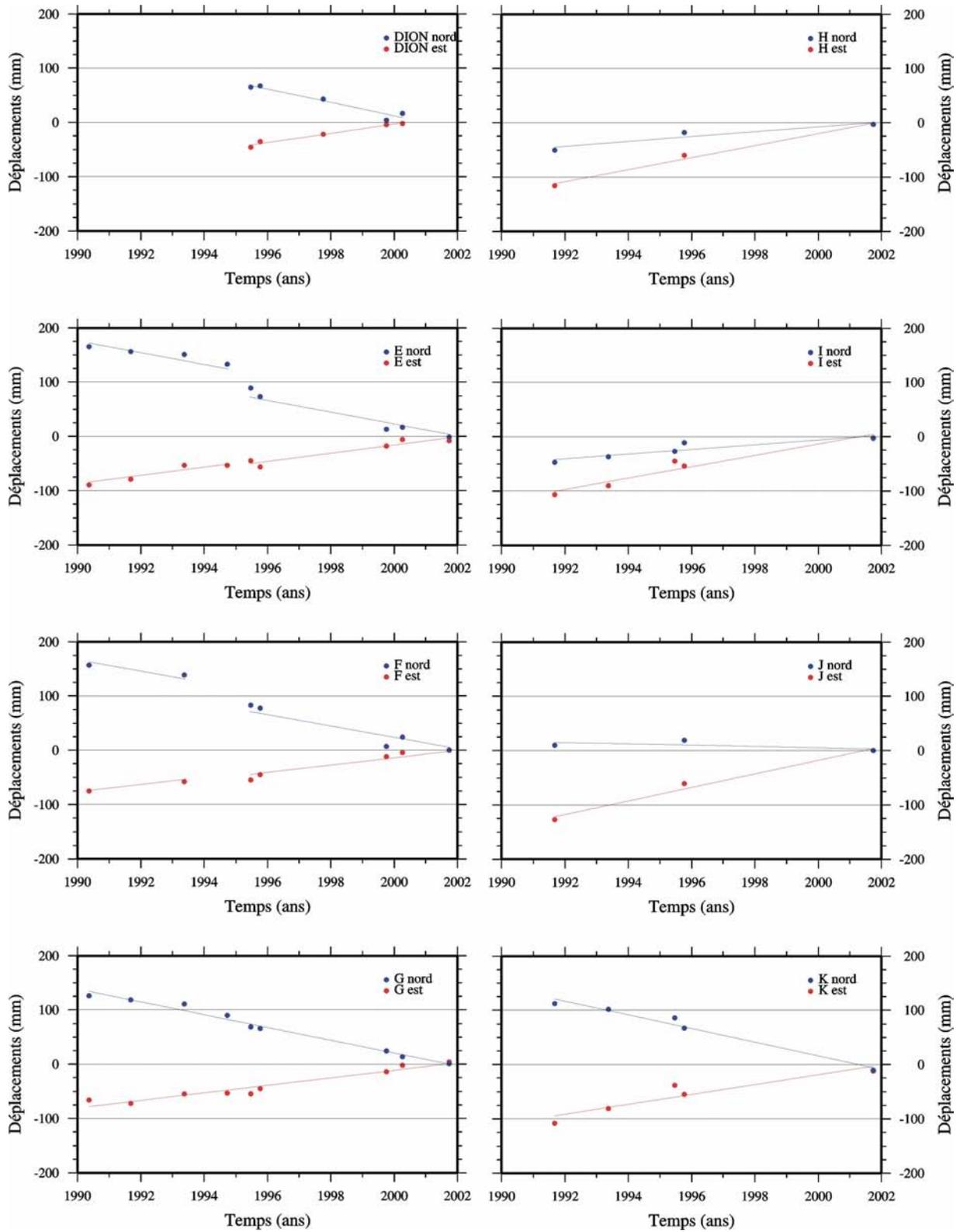


Fig. 2.21: (continuation).

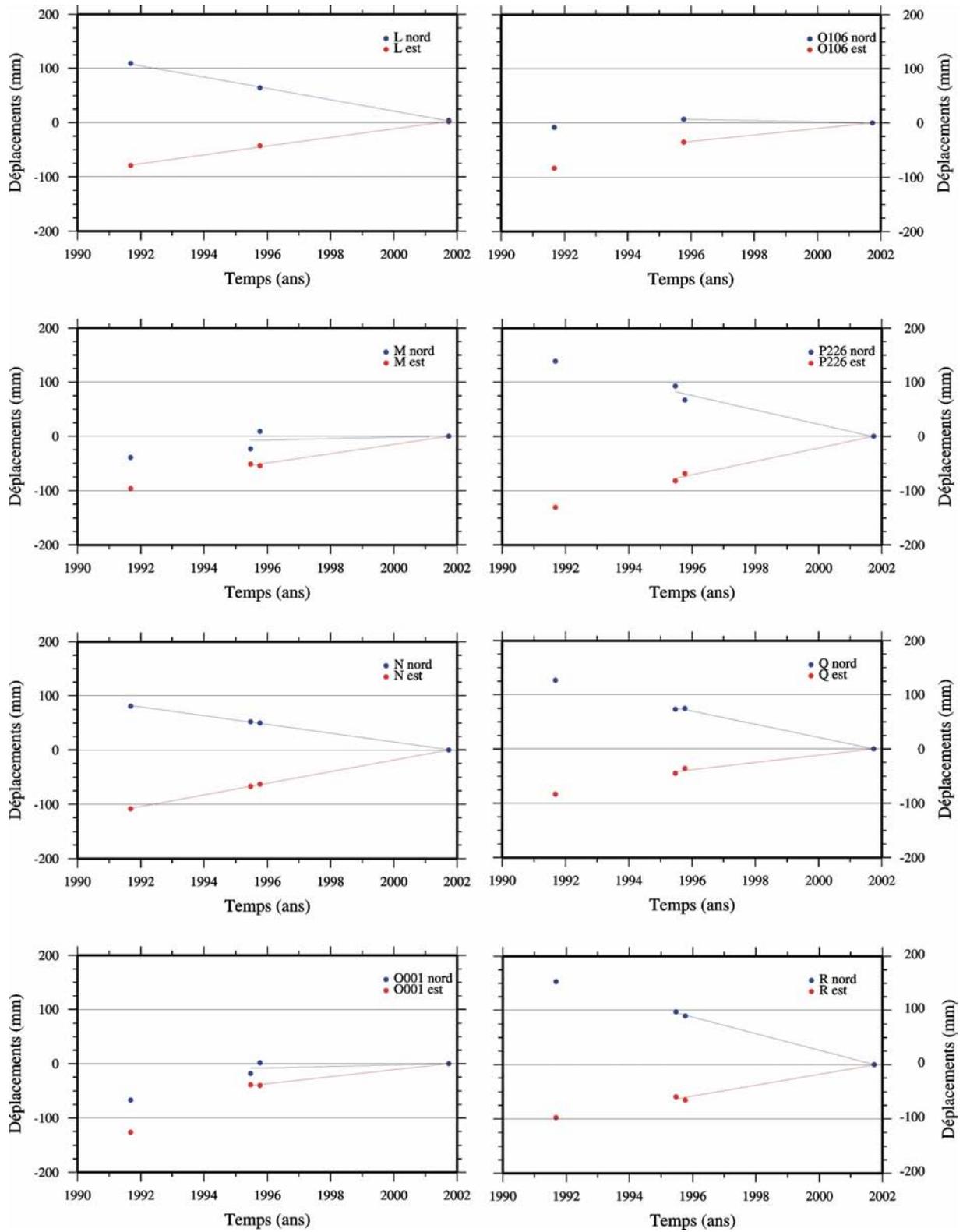


Fig. 2.21: (continuation).

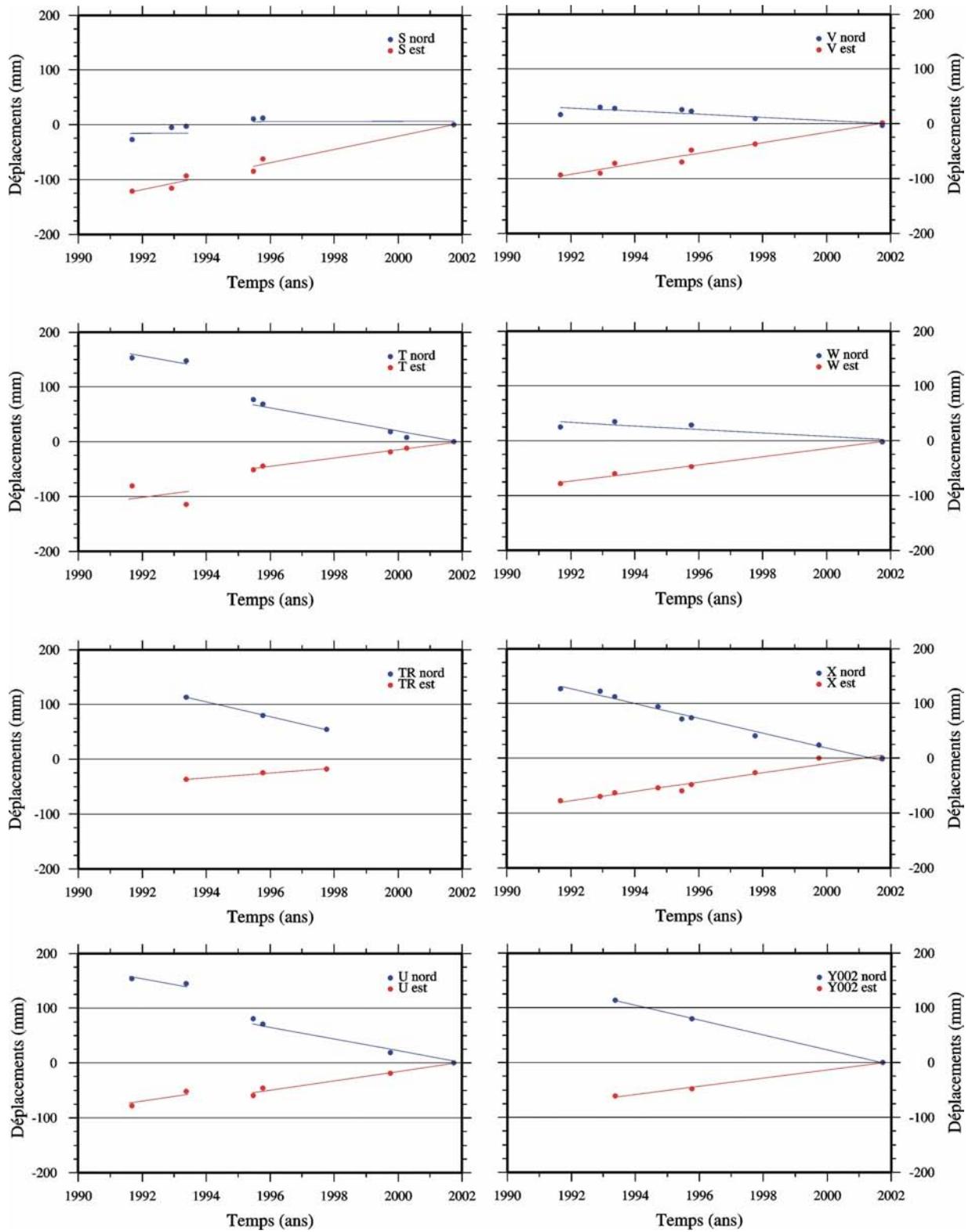
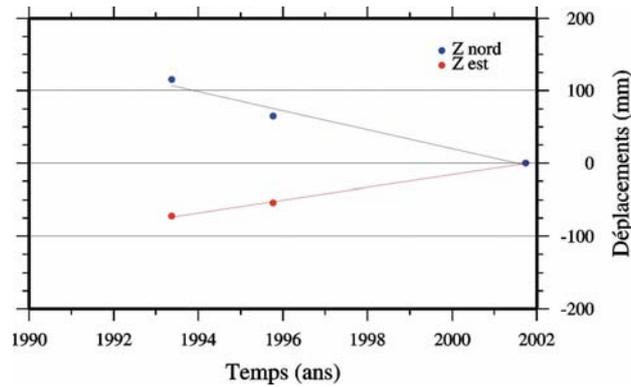


Fig. 2.21: (continuation).



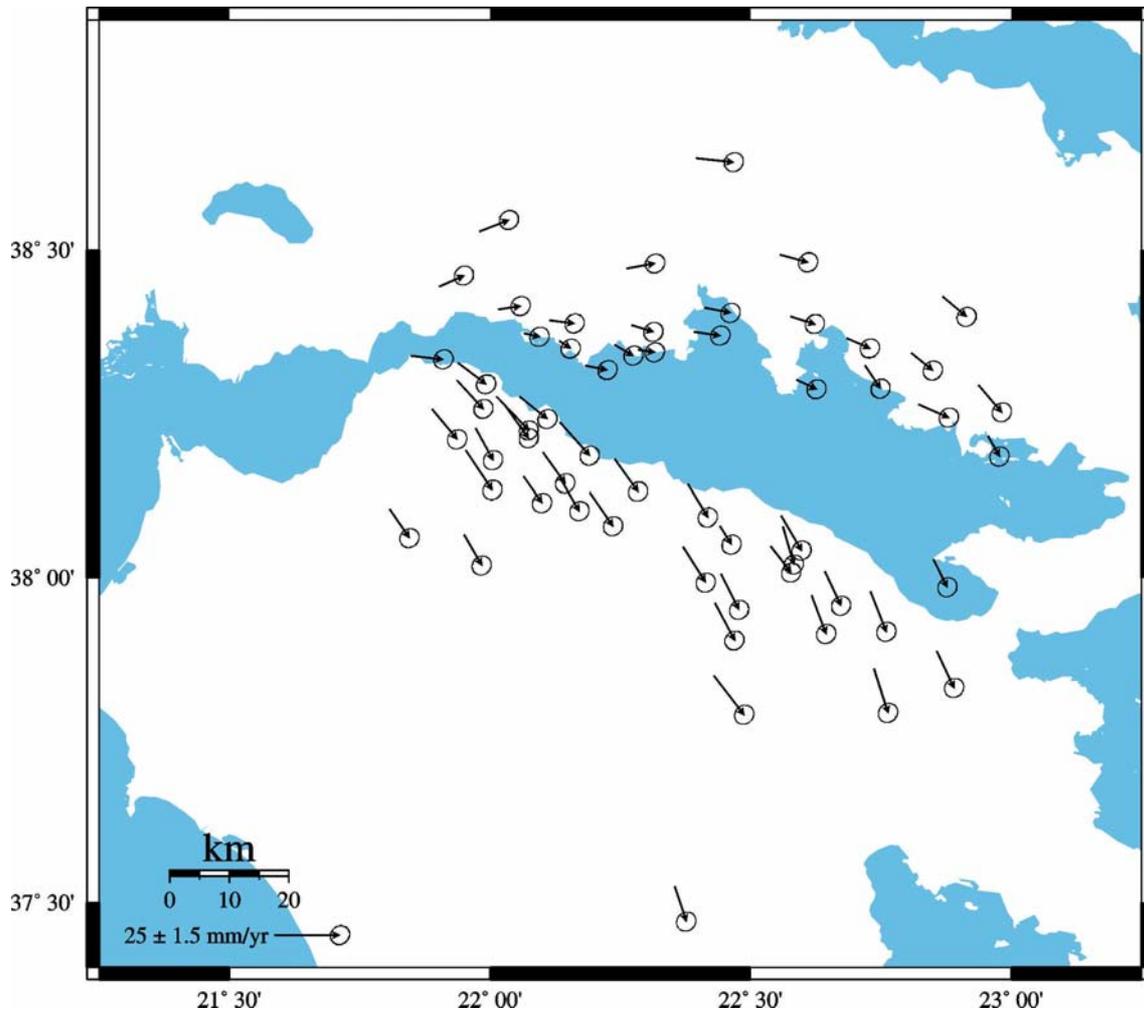
**Fig. 2.21:** (continuation).

Nous aurions aussi bien pu affecter aux points qui en ont une leur estimation d'incertitude déduite de la régression linéaire, mais celle-ci n'a pas plus de signification que la valeur moyenne de 1.5 mm/an adaptée. Ce qui compte à ce niveau de précision, comme on le montre par la suite, est la compatibilité des résultats entre points voisins.

Si on exclut les quelques points affectés par des instabilités locales, tels que le point CA qui est semble-t-il situé sur une zone de glissement de terrain (ceci sera confirmé plus loin par le vecteur déduit de la différence 1970-1993 observé au pilier voisin de CA), la qualité de notre solution est aussi et surtout prouvée par la grande cohérence du champ de vitesse entre points voisins. C'est l'objet du paragraphe suivant.

## 2.7 Le champ de vitesse

Le champ de vitesse obtenu par la combinaison des solutions propres à chaque campagne est exprimé dans le système de référence mondial ITRF2000 (Altamini et al., 2002) et correspond donc au mouvement absolu des points dans le système de référence (Fig. 2.22).



**Fig. 2.22:** Champ de vitesse représenté dans le système de référence de l'ITRF2000 et obtenu à partir de la comparaison des coordonnées GPS entre 1990 et 2001 (voir texte).

**Fig. 2.22:** Velocity field represented in the ITRF2000 reference frame. This velocity field has been obtained from the comparison of the GPS coordinates between 1990 and 2001 (see text).

Pour la plus part des lecteurs, habitués à raisonner par rapport à la plaque Europe (supposé quasi-rigide) ou dans certains cas par rapport au "Péloponnèse stable" (comme nous le ferons parfois par la suite). une telle représentation du champ de vitesse n'est pas commode pour la compréhension des mouvements différentiels dans le Golfe de Corinthe. Il est préférable de

représenter les vitesses géodésiques par rapport à un bloc ayant une forte signification tectonique locale (McClusky et al., 2000) et rendant simples les interprétations.

L'utilisation des stations IGS dans les calculs nous a obligé à faire face au problème de la disponibilité décroissante des données au fur et à mesure qu'on procédait à l'analyse des campagnes les plus anciennes. Ayant été choisies, parfois principalement, en fonction de leur disponibilité, les stations sélectionnées ainsi que leur nombre pouvaient différer d'une campagne à l'autre. Cela implique une difficulté à choisir, à partir des calculs eux-mêmes, un système de référence unique, valable pour les différentes campagnes de mesure. Ce problème nous a conduits à chercher d'autres critères pour la sélection d'un tel référentiel.

La présence en Europe d'un grand nombre de stations IGS bien déterminées dans l'ITRF et très proches les unes des autres, permet d'avoir une influence très faible de la définition du référentiel « Europe fixe » sur les vitesses ( $< 2\text{mm/an}$ , [Nocquet, 2002]) surtout compte tenu de l'amplitude des mouvements dans notre région. En utilisant le champ de vitesse du ITRF97 (Boucher et al., 1999), Nocquet et al. (2001) ont déterminé un sous-ensemble de sites en Europe qui satisfait une rotation rigide avec des vitesses résiduelles inférieures à  $0.7\text{ mm/an}$ . Ce sous-ensemble de stations fournit un système de référence rigoureux et représentatif de la partie stable en Europe de la plaque Eurasiatique. Dans cette étude, nous utiliseront le même système de référence que Nocquet (2002), qu'on appellera « Europe fixe ».

Le Tab. 2.4 résume les observations sur les points de 1<sup>er</sup> ordre et quelques points de 2<sup>ème</sup> ordre dans les onze dernières années, exprimées dans le référentiel « Europe fixe » défini par les stations IGS indiquées à la fin du tableau.

<b>Site</b>	<b>Long.</b>	<b>Lat.</b>	<b>No. <sup>a</sup></b>	<b>Intervalle <sup>b</sup></b>	<b>Vitesse E</b>	<b>Vitesse N</b>	<b>? E</b>	<b>? N</b>
	(deg.)	(deg.)		(ans)	(mm/an)	(mm/an)	(mm/an)	(mm/an)
A	22.40	38.64	9	1990.36-2001.73	-4.7	-11.6	0.7	1.0
B	22.26	38.47	9	1990.36-2001.73	-8.2	-8.0	1.6	2.1
C	22.18	38.32	10	1990.36-2001.73	-10.6	-11.7	1.6	2.4
C216	22.13	38.36	3	1991.68-2001.73	-14.7	-12.8	---	---
C075	22.24	38.36	4	1991.68-2001.73	-11.8	-14.2	3.0	1.2
CA	22.44	38.08	3	1993.37-2001.73	-14.6	-17.1	0.3	1.5
CB01	22.44	38.01	2	1993.37-2001.73	-12.2	-23.7	1.3	0.8
CC	22.43	37.96	3	1993.37-2001.73	-11.5	-24.4	0.1	0.5
CD	22.43	37.85	4	1992.92-1995.77	-7.5	-25.1	3.9	1.3
CE02	22.56	38.08	3	1993.37-2001.73	-14.8	-24.7	2.5	0.3
CF01	22.54	38.05	2	1993.37-2001.73	-11.2	-20.1	0.1	0.9
CG	22.64	38.01	3	1993.37-1997.76	-12.8	-23.2	1.0	1.3
CH	22.62	37.97	5	1993.37-2001.73	-13.5	-24.8	1.5	0.8
CI	22.73	37.98	2	1993.37-1995.77	-13.0	-25.6	---	---
CJ	22.73	37.86	2	1993.37-1995.77	-13.6	-27.1	---	---
CK	22.86	37.89	3	1993.37-1997.76	-12.4	-24.2	0.2	0.2
CL	22.85	38.03	2	1993.37-1995.77	-13.7	-20.8	---	---
CM	22.96	38.22	3	1993.37-1997.76	-14.6	-17.9	1.7	0.6
CN	22.94	38.29	3	1993.37-1997.76	-10.2	-20.5	4.7	0.3
CP	22.81	38.34	5	1993.37-2001.73	-10.8	-16.7	1.0	1.4
CQ	22.87	38.43	5	1993.37-2001.73	-9.9	-17.7	0.5	0.8
CR	22.72	38.32	2	1993.37-1995.77	-13.1	-18.9	---	---
CR89	22.68	38.37	2	1993.37-2001.73	-10.1	-13.9	---	---
CS	22.56	38.49	4	1993.37-2001.73	-8.3	-12.9	0.1	0.5
CT	22.39	38.38	8	1992.92-2001.73	-9.0	-11.5	1.7	6.1
CT499	22.27	38.39	3	1993.37-2001.73	-10.8	-12.5	---	---
CU	22.28	38.35	5	1992.92-2001.73	-12.7	-10.9	5.7	4.1
CV	22.82	38.26	2	1993.37-1995.77	-7.4	-15.1	---	---
D	22.13	38.24	10	1990.36-2001.73	-7.6	-22.9	2.6	2.2
D004	22.06	38.28	4	1993.37-2001.73	-8.4	-18.6	2.6	5.8
E	22.10	38.19	10	1990.36-2001.73	-10.5	-21.9	2.4	1.9
F	22.07	38.15	7	1990.36-2001.73	-12.0	-20.1	0.9	1.9
G	21.95	38.07	10	1990.36-2001.73	-12.2	-21.8	0.7	0.6
H	21.98	38.53	3	1991.68-2001.73	-7.8	-5.6	1.2	1.5
I	21.90	38.44	5	1991.68-2001.73	-9.6	-5.8	1.5	1.1
J	21.85	38.34	3	1991.68-2001.73	-6.7	-11.4	1.6	1.5
K	21.89	38.26	5	1991.68-2001.73	-9.4	-21.6	2.1	1.3
L	21.81	38.10	3	1991.68-2001.73	-11.5	-21.0	0.4	0.3
M	22.02	38.41	4	1991.68-2001.73	-10.4	-8.7	0.8	4.5
N	21.94	38.33	4	1991.68-2001.73	-8.3	-18.2	0.1	0.2
N730	21.94	38.30	2	1991.68-2001.73	-8.9	-21.1	---	---
O001	22.11	38.39	3	1991.68-2001.73	-9.5	-11.2	0.4	2.7
O106	22.07	38.37	3	1991.68-2001.73	-13.1	-11.3	---	---

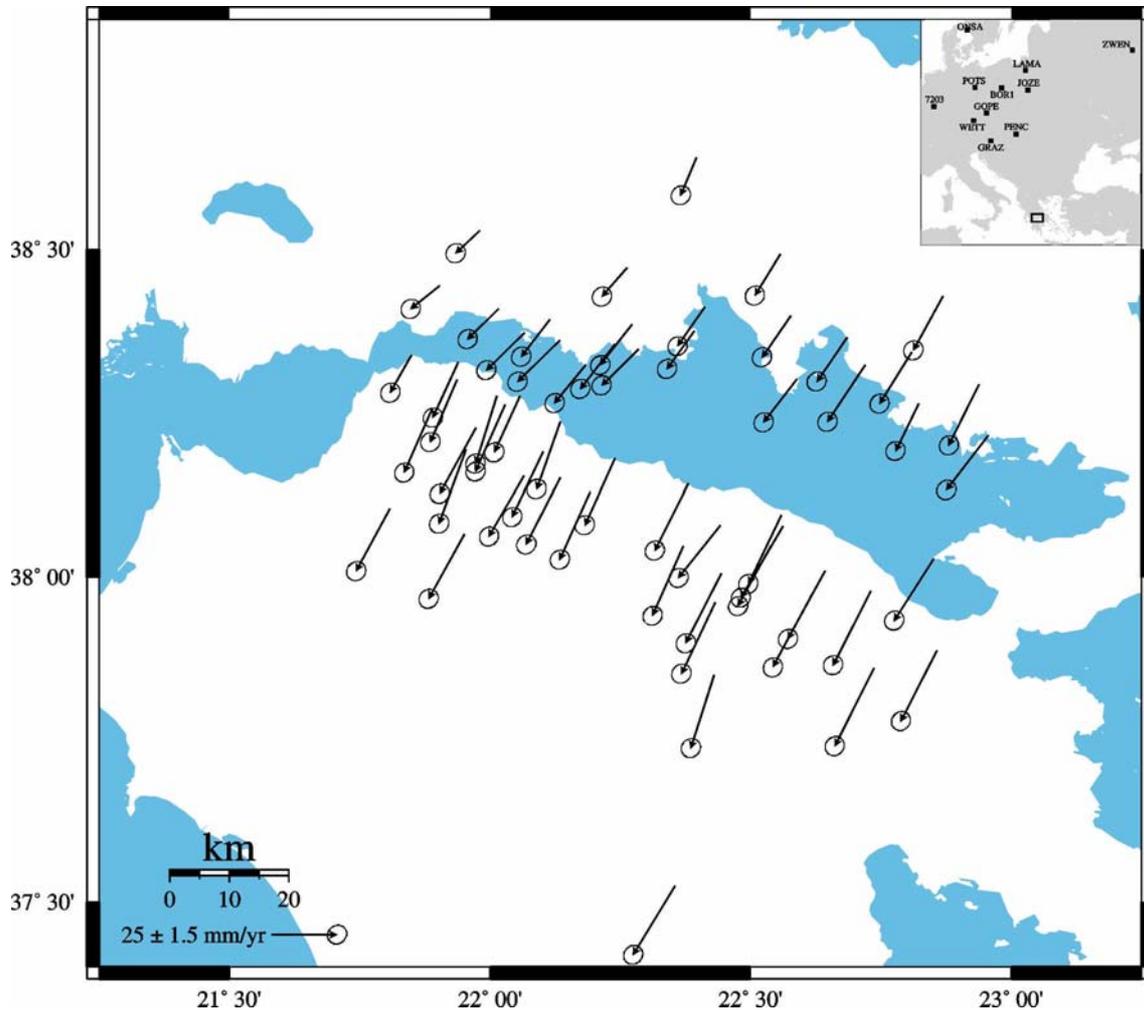
Site	Long.	Lat.	No. <sup>a</sup>	Intervalle <sup>b</sup>	Vitesse E	Vitesse N	? E	? N
	(deg.)	(deg.)		(ans)	(mm/an)	(mm/an)	(mm/an)	(mm/an)
P	22.03	38.26	3	1991.68-1995.77	-10.0	-22.7	---	---
P226	22.01	38.28	4	1991.68-2001.73	-6.7	-23.0	1.4	3.2
Q	21.97	38.23	4	1991.68-2001.73	-12.4	-22.2	1.0	0.8
R	21.95	38.19	4	1991.68-2001.73	-8.9	-25.3	1.2	0.3
S	22.41	38.41	6	1991.68-2001.73	-9.0	-11.9	2.7	1.0
T	22.24	38.18	7	1991.68-2001.73	-9.6	-22.6	0.5	0.9
TR	22.35	37.52	3	1993.37-1997.76	-10.9	-22.4	0.5	0.4
U	22.19	38.13	7	1991.68-2001.73	-9.6	-22.8	1.0	0.8
U815	22.14	38.15	2	1995.77-2001.73	-11.7	-22.7	---	---
V	22.58	38.40	7	1991.68-2001.73	-9.1	-13.6	0.9	1.0
W	22.59	38.30	4	1991.68-2001.73	-10.8	-14.4	0.4	1.3
X	22.38	38.14	9	1991.68-2001.73	-11.5	-24.2	0.8	0.7
Y002	22.56	38.10	4	1991.68-2001.73	-9.9	-23.2	0.6	0.2
Z001	22.37	38.05	2	1993.37-2001.73	-10.0	-23.5	0.4	2.2
<i>Stations définissant le système de référence « Europe fixe »</i>								
7203	6.88	50.34	p	-----	-1.5	0.8	0.4	0.4
BOR1	17.07	52.09	p	-----	-0.7	-0.1	0.4	0.5
GOPE	14.79	49.72	p	-----	0.3	0.6	0.5	0.6
GRAZ	15.49	46.88	p	-----	1.5	0.3	0.4	0.4
JOZE	21.03	51.91	p	-----	0.8	-0.2	0.4	0.5
LAMA	20.67	53.71	p	-----	-0.6	0.3	0.4	0.5
ONSA	11.93	57.22	p	-----	-3.2	0.1	0.3	0.3
PENC	19.28	47.60	p	-----	1.8	-0.2	0.7	0.9
POTS	13.07	52.19	p	-----	-0.8	0.6	0.4	0.4
WETT	12.88	48.95	p	-----	-0.2	0.3	0.3	0.3
ZWEN	36.76	55.52	p	-----	2.5	-2.3	0.6	0.6

**Tab. 2.4:** Ce tableau contient les vitesses par rapport au bloc "Europe fixe" pour les points de 1<sup>er</sup> ordre et certains points de 2<sup>me</sup> ordre suffisamment bons pour avoir été calculés avec le 1<sup>er</sup> ordre. La longitude et la latitude sont données respectivement en degrés Est et Nord. Les vitesses des stations et leur incertitudes sont exprimées en mm/an. Les incertitudes ont été estimées seulement pour les points mesuré au moins 3 fois dans les onze ans de mesures, ou, dans la région touchée par le tremblement de terre d'Aigion, au moins 3 fois avant ou après le séisme. Le référentiel « Europe fixe » est obtenu en minimisant les écarts entre les vitesses horizontales de 11 stations EUREF (Nocquet et al., 2001) présents à la fin du tableau. (<sup>a</sup>)=Nombre d'époques d'observations; (<sup>b</sup>)=Intervalle de temps couvert par les observations; p= Stations permanentes du réseau IGS.

**Tab. 2.4:** This table includes the velocity values, expressed with respect to the bloc "Europe fixed" for the 1<sup>st</sup> order points and for the best 2<sup>nd</sup> order points. Longitude and latitude are expressed in degrees East and North. Velocities and uncertainties are expressed in mm/yr. Uncertainties have been estimated only for the points measured at least 3 times in the investigated 11 years. Concerning the points struck by the Aigion earthquake, uncertainties have been estimated only for the points measured at least 3 times before or after the seismic event. The reference system "Europe fixed" has been determined minimising the differences between the horizontal velocities of the 11 EUREF stations (Nocquet et al., 2001) indicated at the end of the table. (<sup>a</sup>)=Number of observation epochs; (<sup>b</sup>)=Time interval spanned by the observations; p=Permanentes stations of the IGS network.

La Fig. 2.23 montre le champ de vitesse représenté par rapport au référentiel « Europe fixe » (Tab. 2.4). Ce référentiel est défini par les 11 stations IGS montrées dans l'insert de la figure.

Les incertitudes sur les vitesses des points du Golfe de Corinthe correspondent au 95% de confiance et proviennent de l'analyse long-terme (séries temporelles des points sur toutes les campagnes), ce qui est à notre sens la méthode meilleure d'estimation des incertitudes.



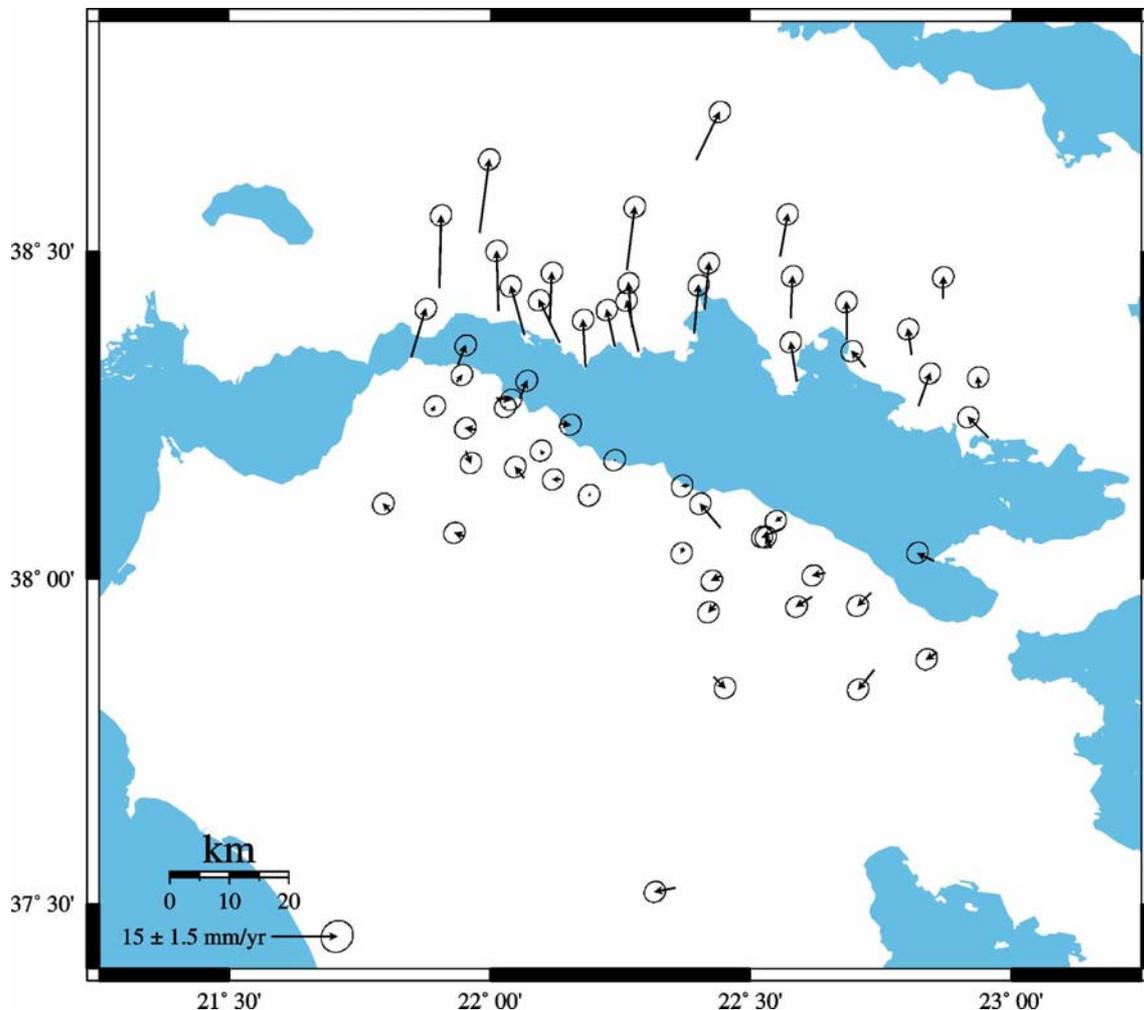
**Fig. 2.23:** Champ de vitesse du réseau Corinthe représenté par rapport au référentiel Europe fixe défini en Tab. 2.4 et représenté dans le recadre en haut et à droite de la figure. Une incertitude de 1.5 mm/an est associée à chaque vecteur. Cette valeur est un majorant de la valeur moyenne estimée de ses incertitudes sur la base des séries temporelles. Les valeurs réelles sont indiquées en Tab. 2.4.

**Fig. 2.23:** Velocity field of the points of the Gulf of Corinth network expressed in the "Europe fixed" reference system defined in Tab. 2.4 and represented in the box on the top-right of the figure. The 1.5 mm/yr uncertainty has been associated to each vector and correspond to an upper limit of the average value estimated from the uncertainties of the time series. Real values of uncertainties are indicated in Tab. 2.4.

Le champ de vitesse tracé en Fig. 2.23 montre une remarquable différence entre le côté nord et le côté sud du Golfe de Corinthe. Cette différence intéresse à la fois le module et l'orientation des vecteurs de vitesse. Par rapport au référentiel « Europe fixe », le côté sud du Golfe de Corinthe est, à première vue, dépourvu de variations importantes et les directions des vecteurs de vitesse apparaissent très cohérentes entre elles, en montrant une orientation

moyenne de N215°E, similaire à la partie est du côté nord. Des légères différences apparaissent tout de même pour ce qui concerne le module des vecteurs de vitesses entre les parties est et ouest du nord du Péloponnèse. De plus, un point, à la limite entre le Golfe de Corinthe et le Golfe de Patras, montre un comportement complètement différent du reste du nord du Péloponnèse. Les stations situées sur le côté nord du Golfe de Corinthe, en revanche, montrent des valeurs de vitesse qui décroissent d'est (Alkyonides) en ouest (au nord de Navpaktos). De même que leur modulo, la direction des vecteurs de vitesse change graduellement d'est en ouest, en passant d'une orientation moyenne de N215°E dans la région orientale du golfe à près de N230°E dans son extrémité occidentale.

La différence dans le comportement des deux côtés du Golfe de Corinthe est mise plus en évidence en représentant le champ de vitesse par rapport au Péloponnèse (Fig. 2.24).



**Fig. 2.24:** Champ de vitesse du réseau Corinthe représenté par rapport au référentiel « Péloponnèse fixe » défini en minimisant les écarts entre les vitesses des stations situées sur le côté sud du Golfe de Corinthe.

**Fig. 2.24:** Velocity field of the Gulf of Corinth network expressed in the "Peloponnisos fixed" reference system. This system is defined minimising the differences between the horizontal velocities of the stations located on the southern side of the Gulf of Corinth.

Pour déterminer ce référentiel, les écarts entre les vitesses de toutes les stations situées sur le côté sud du golfe ont été minimisés. En accord avec les études précédentes (Billiris et al., 1991; Clarke et al., 1998; Briole et al., 2000), cette représentation met plus en relief un gradient de déformation important localisé en mer, dans une bande très étroite, dans la partie centrale du golfe et qui décroît rapidement en allant vers l'intérieur.

Dans le côté nord du golfe, un autre remarquable gradient de déformation est aussi visible en allant d'est en ouest. Dans cette région, les vecteurs de vitesse indiquent des taux d'ouverture qui varient de 7.5 mm/an à l'est (Alkyonides) à 11 mm/an dans la partie centrale du golfe de Corinthe (Galaxidi) à 16.5 mm/an à l'ouest (nord de Navpaktos). De plus, dans le référentiel « Péloponnèse fixe », les orientations des vecteurs de vitesse montrent une variation en allant de la côte (de N0°-20°W) vers l'intérieur des terres (N10°-20°E).

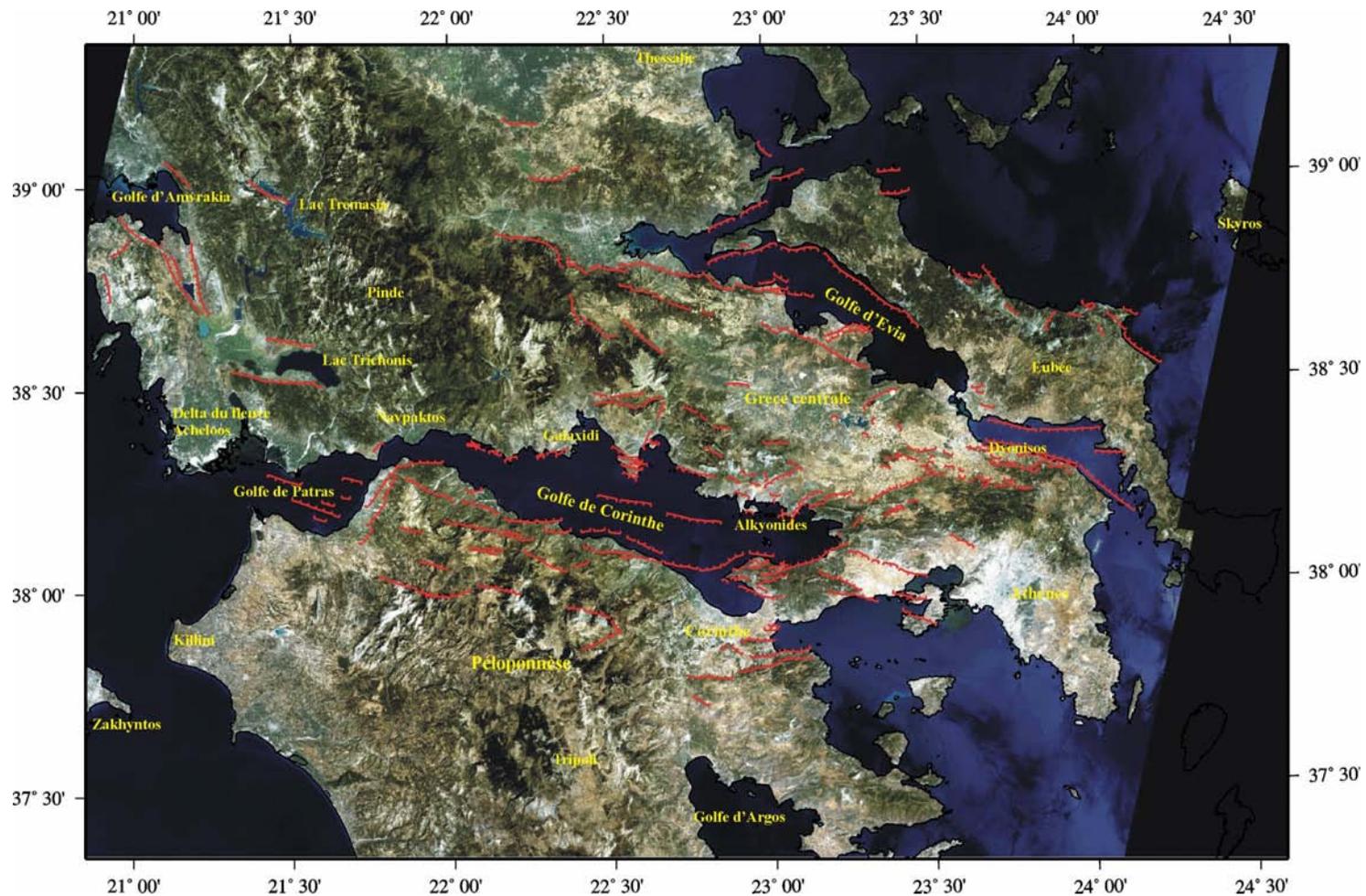
Des légères différences apparaissent aussi dans le champ de vitesse présent dans le côté sud du Golfe de Corinthe. Par rapport aux études précédentes (Briole et al., 2000), qui n'avaient pas encore une précision suffisante pour identifier ce phénomène, la minimisation des vitesses dans cette région montre la présence d'une rotation de bloc rigide significative. La Fig. 2.24 montre trois aspects à souligner. En premier lieu, la partie centrale du nord du Péloponnèse, de la région autour d'Aigion au sud de Xylokastro, présente un comportement rigide et non-déformé. Le taux d'accumulation de la déformation sur les failles majeures de cette partie du côté sud du Golfe de Corinthe est lent, pas supérieur à 1-1.5 mm/an. Un tel taux de déformation implique des temps de récurrence longs, pour les grands tremblements de terre ( $M_s=6.5-7$ ) sur ces failles (entre 500 et 1000 ans, si l'on suppose un glissement de 1-1.5m. En deuxième lieu, la partie orientale du nord du Péloponnèse, comprise entre le prolongement en mer de la faille de Xylokastro et la région au sud-ouest de Corinthe, semble être affectée par une vitesse résiduelle de 3 mm/an approximativement en direction N220°E près de la côte à 6 mm/an vers l'intérieur avec une orientation quasiment N270°E (Tripoli).

Enfin, dans la Fig. 2.24, la région située immédiatement à l'ouest de Patras non seulement ne suit pas le comportement du bloc sud (Péloponnèse), mais, de plus, elle semble être concordante avec le côté nord du Golfe de Corinthe. Cette région est « échantillonnée » par seulement deux points GPS (points J et N), situés sur le lit de la faille de Psatopirgos, et mesurés respectivement 3 et 4 fois le long des ces onze années de mesure.

## **2.8 La déformation à l'échelle de la Grèce centrale**

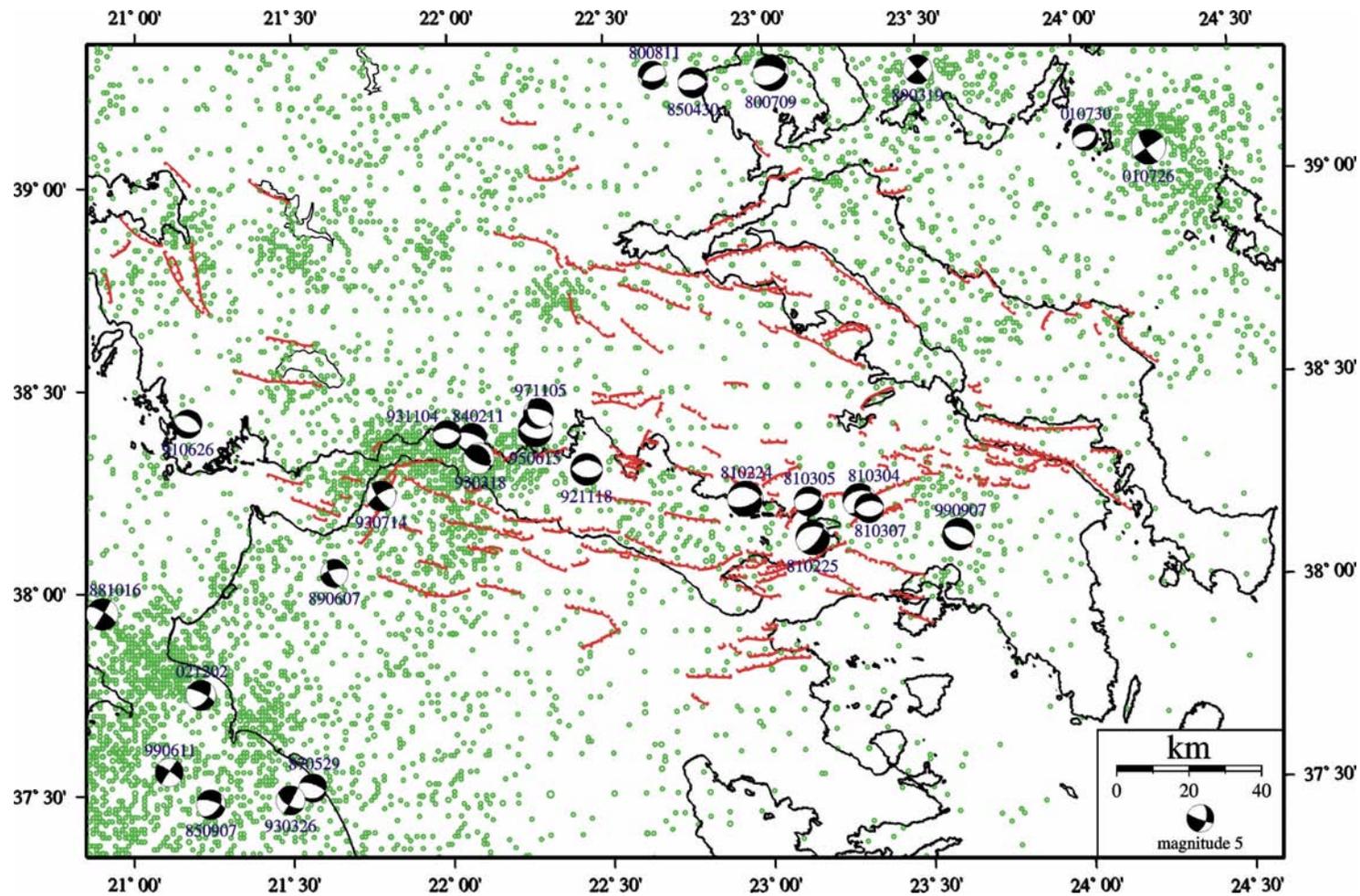
La connaissance détaillée de la déformation dans le Golfe de Corinthe acquise dans cette étude nous amène à regarder comment cette déformation s'inscrit à une échelle plus grande, celle de la Grèce centrale. En Fig. 2.25 on peut retrouver les noms des lieux auxquels ont été faites des références dans le texte, ainsi que les structures actives majeures présentes dans la région. Ces structures actives ont été cartographiées en se basant sur les travaux menés respectivement: à l'ouest du Golfe de Corinthe, dans la région du Golfe d'Amvrakia jusqu'au Golfe de Patras, par King et al. (1993), Goldsworthy et al. (2002) et Ferentinos et al. (1985); dans le Golfe de Corinthe, par Brooks & Ferentinos (1984), Armijo et al. (1996) et Pantosti et al. (projet *CORSEIS*, 2003); et, enfin, plus à l'est, du Golfe d'Evvia jusqu'à la région autour de la ville d'Athènes, par Goldsworthy et al. (2002) et le projet *SEISFAULTGREECE* (1998).

En Fig. 2.26 sont représentés les localisations des séismes observés entre 1964 et 2003 et ayant une magnitude supérieure à 3.0. Ces séismes ont été extraits du catalogue NOA (<http://www.gein.noa.gr>). La distribution de la sismicité a été superposée aux structures majeures présentes dans la région. La Fig. 2.26 montre tout de suite que la distribution de la sismicité dans la région n'est pas du tout homogène. Au nord-est, une intense activité intéresse l'île d'Eubée, la Thessalie et la région de l'île de Skyros. Ces deux dernières régions ont été caractérisées par des crises sismiques importantes et dont l'événement principal présentait des magnitudes  $M_w > 6$ : en 1980 par la séquence sismique de Volos (Drakos et al., 2001) et en 2001 par la crise sismique de Skyros (Karakostas et al., 2003). Les mécanismes aux foyers des événements principaux de ces deux séquences sismiques sont bien visibles. Au sud, les régions orientales de la Grèce centrale et du Péloponnèse, ainsi que la région au sud-est d'Athènes semblent être caractérisées par une sismicité plus réduite. Ces régions sont séparées par une zone à plus forte sismicité, confinée dans une bande de 20 km de large et qui s'étend de la partie orientale du Golfe de Corinthe (Xylokastro) au nord-ouest de la ville d'Athènes. Cette distribution, ainsi que les mécanismes aux foyers permettent de bien localiser la crise sismique de 1981 (Jackson et al., 1982; King et al., 1985; Hubert et al., 1996) et le tremblement de terre d'Athènes en 1999 (Tselentis & Zahradnik, 1999; Papadopoulos et al., 2000; Kontoes et al., 2001). Par contre avec leur parties orientales, les régions occidentales de la Grèce centrale et du Péloponnèse sont caractérisées par une activité sismique bien plus importante.



**Fig. 2.25:** Cette figure montre l'emplacement dans la régions des lieux auxquels on fera référence dans le texte. Les structures ont été tracées d'après Brooks & Ferentinos (1984), Ferentinos et al. (1985), King et al. (1993), Armijo et al. (1996), Goldsworthy et al. (2002) et SEISFAULTGREECE (1998). L'image est un mosaïque d'images LANDSAT.

**Fig. 2.25:** The picture shows the locations of the places evocated in the text. The major active structures have been mapped on the basis of the works of Brooks & Ferentinos (1984), Ferentinos et al. (1985), King et al. (1993), Armijo et al. (1996), Goldsworthy et al. (2002) and the project SEISFAULTGREECE (1998). The image is a mosaic of LANDSAT images.



**Fig. 2.26:** Distribution de la sismicité (magnitude > 3) dans les régions de la Grèce centrale au Péloponnèse de 1964 à 2003. Ces séismes ont été extrait du catalogue NOA (<http://www.gein.noa.gr>). Les mécanismes aux foyers ont été extraits du catalogue de Harvard (<http://www.seismology.harvard.edu>).

**Fig. 2.26:** Distribution of the seismicity (magnitude > 3) in Central Greece and Peloponnisos from 1964 to 2003. These earthquakes have been extracted from the NOA catalogue (<http://www.gein.noa.gr>). Focal mechanisms have been taken from the Harvard catalogue (<http://www.seismology.harvard.edu>).

La remarquable densité de séismes présente dans la région à la limite entre le Golfe de Corinthe et le Golfe de Patras semble continuer sur environ une quarantaine de kilomètres au sud dans une région où les principales failles majeures affleurent en surface. Au nord, comme au sud, du Golfe de Patras, la distribution de l'activité sismique apparaît moins dense tout en gardant une certaine continuité en allant au nord-ouest, vers le Lac Trichonis et le Golfe d'Amvrakia. Cette liaison avait été supposée par Melis et al. (1989,1995) sur la base d'une étude de micro-sismicité dans la région du Golfe de Patras et de la sismicité de cette région du 600 a.C. à 1985, extraite du catalogue de Makropoulos et al. (1989). Enfin, la proximité de la zone de subduction peut expliquer l'intense activité sismique au sud-ouest du Péloponnèse.

En Fig. 2.27, les structures majeures présentes dans la région ont été superposées à des images Landsat TM. Ces images, dont la taille du pixel est de ~28.5 mètres, nous permettent d'avoir un bon détail de la région et de mieux situer sur le terrain les structures majeures qui ont été déjà analysées dans des études précédentes. Sur cette figure nous avons superposé le champ de vitesse obtenu par cette étude dans le Golfe de Corinthe et celui (moins précis mais plus vaste) résultant du projet SING. Ces deux champs de vitesse ont été fusionnés afin de montrer les éventuelles relations entre la déformation mise en valeur par les vitesses des points GPS et les structures principales présentes dans la région.

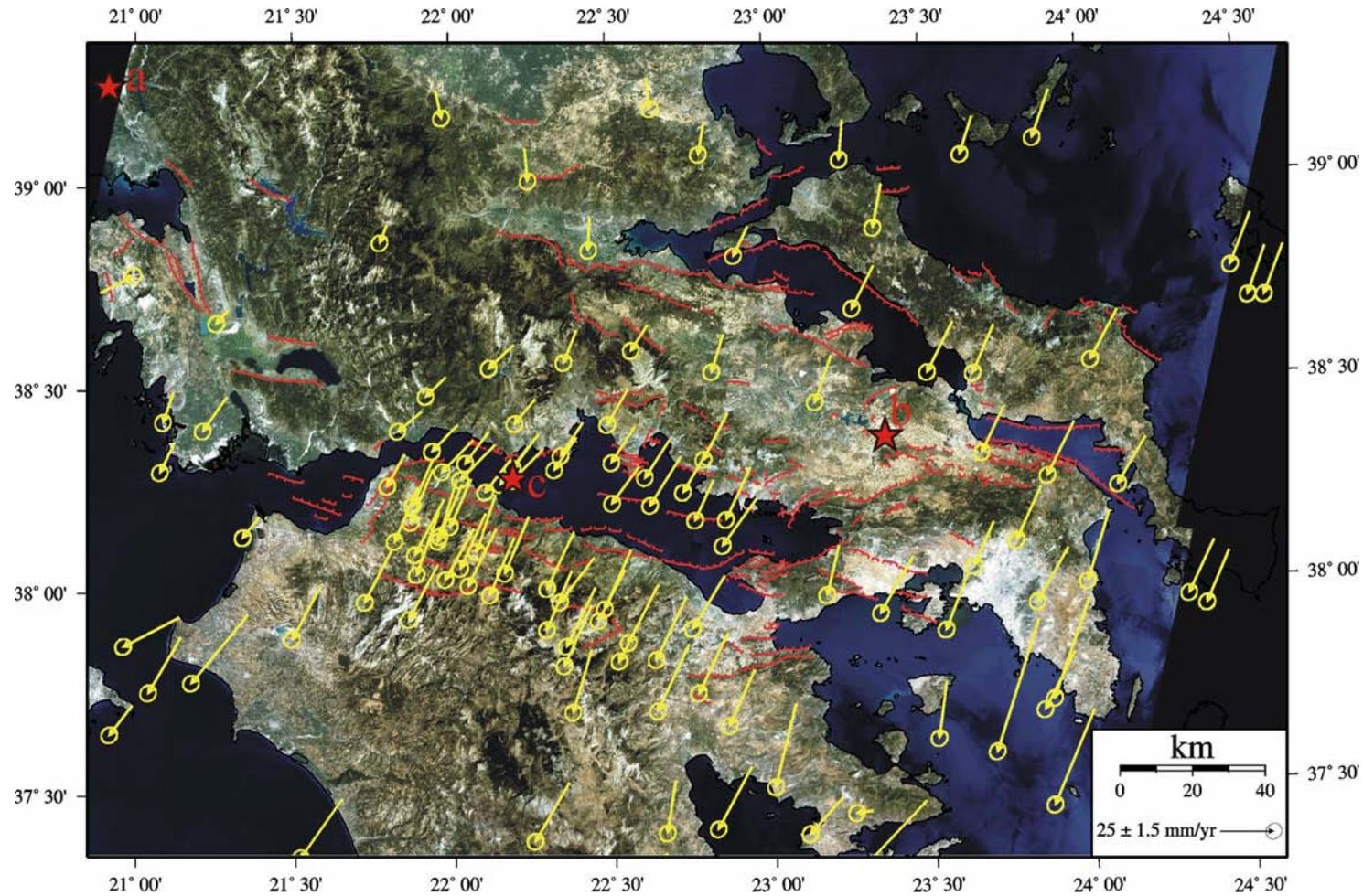
La direction des vecteurs de vitesse du Péloponnèse est concordante avec celle des points situés à l'est du Golfe de Corinthe, en Grèce centrale, entre le Golfe d'Evvia et la région de la ville d'Athènes. De même, les modules des vitesses observées dans la région de Dionysos et au nord et à l'ouest d'Athènes concordent avec celles trouvées dans le Péloponnèse centrale et occidentale. En revanche, les vecteurs de vitesse montrent une légère accélération en passant de la région d'Athènes à la partie orientale du Péloponnèse. La légère augmentation (de 27.5 mm/an à 32.5 mm/an en moyenne) dans le module des vecteurs de vitesse, déjà mise en évidence par les points du réseau Corinthe dans la partie orientale du Péloponnèse (Fig. 2.24), trouve une certaine continuité plus à l'est dans les vecteurs fournis par le réseau SING. Trois points du réseau SING semblent mettre en évidence un très fort gradient de vitesse, immédiatement à l'est et au sud de la ville d'Athènes, qui est sans doute un artefact.

La vitesse moyenne des vecteurs dans le Péloponnèse (30 mm/an) ainsi que leur direction (N215°E) sont en bon accord avec les valeurs obtenues par des campagnes à plus grande échelle (McClusky et al., 2000). Les mouvements différentiels reconnaissables entre la partie orientale et la partie occidentale du Péloponnèse traduisent la présence d'une légère rotation en sens horaire de près de  $2.8 \pm 0.8^\circ/\text{Ma}$  autour d'un pôle localisée dans le Golfe de Corinthe (croix *c*), au nord d'Aigion, aux coordonnées 22.19°E, 38.28°N. Si on exclut les quelques

points isolés (par exemple le point CD) montrant une vitesse résiduelle de l'ordre de 4 mm/an, les résidus obtenus après la modélisation présentent une vitesse résiduelle largement inférieure à 1 mm/an en moyenne (Fig. 2.28).

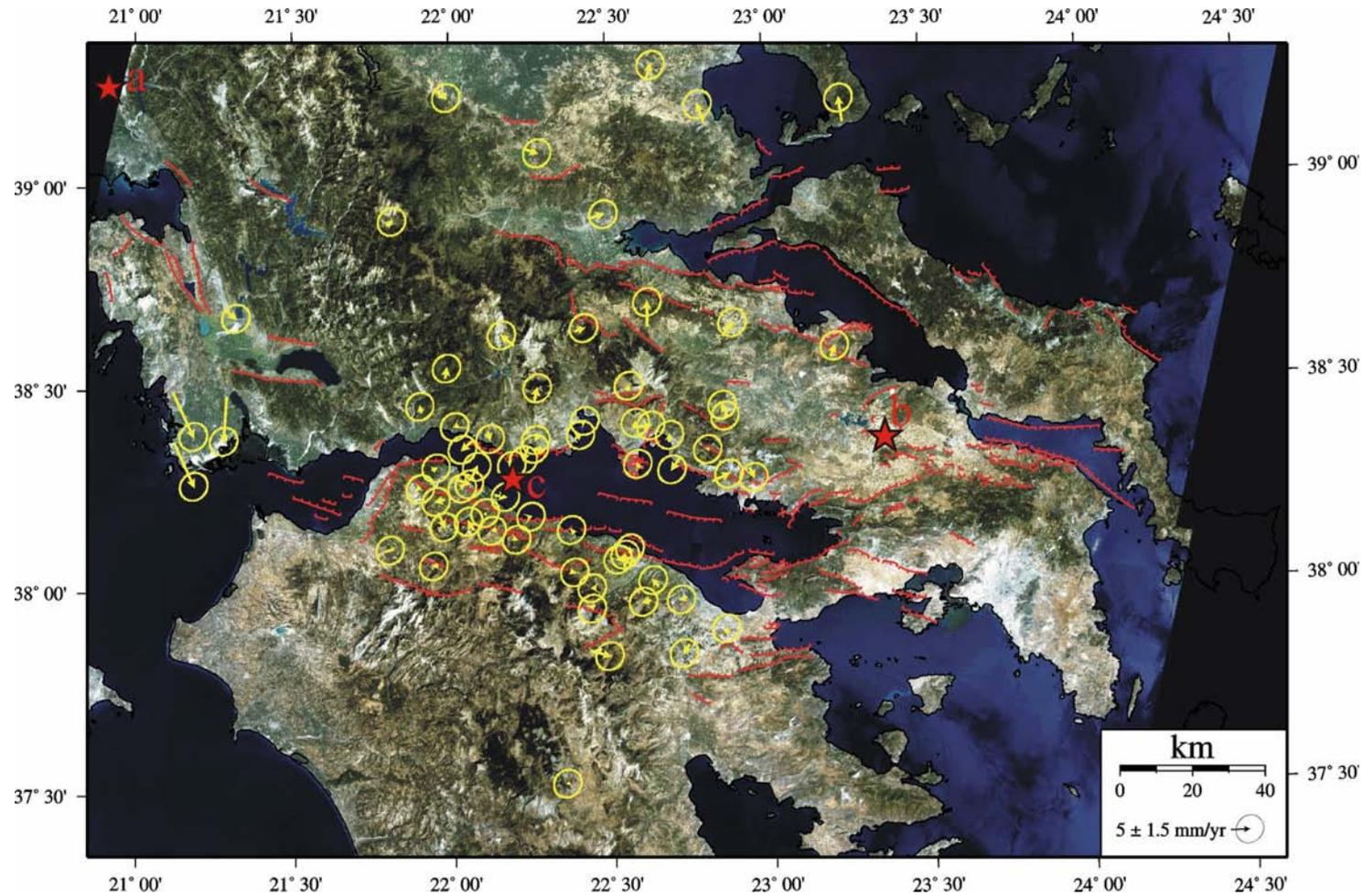
Une cohérence du champ de vitesse caractérise aussi la région au sud-ouest du Golfe de Corinthe jusqu'au sud-sud-ouest du Golfe de Patras, en présentant tout de même une légère accélération, telle qu'elle est témoignée par les trois points du réseau SING présents dans la péninsule de Killini, en face de l'île de Zakynthos. En revanche, le Golfe de Patras et, immédiatement à l'est, la région de la faille de Psatopirgos non seulement présentent un comportement très différent du reste du Péloponnèse mais aussi une concordance avec les valeurs de vitesse immédiatement au nord du Golfe de Corinthe. Toutefois, ce résultat est pour l'instant basé sur un seul point. Les mouvements différentiels de cette région par rapport au reste du Péloponnèse peuvent être accommodés par des failles à système décrochant dextre, telles qu'elles ont été cartographiées par Ferentinos et al. (1985) (Fig. 2.27). Ce même système de failles a donné lieu en 1989 et 1993 à deux séismes de magnitude  $M_L \sim 5$  (Fig. 2.26) (Makropoulos et al., 1991; Plicka et al., 1998).

Par rapport au Péloponnèse, comme il a été décrit dans les pages précédentes, le côté nord du Golfe de Corinthe présente des différences dans le comportement des vecteurs vitesses qui sont remarquables. Des variations en module et en direction des vecteurs de vitesse sont visibles en allant d'est en ouest et de la Grèce septentrionale vers le Golfe de Corinthe. Les vitesses observées aux points GPS du réseau SING situés au nord des grandes failles normales présentes à l'ouest de du Golfe d'Evvia, dans les montagnes du Pinde et au nord du Golfe de Patras, sont très cohérentes avec celles des points du réseau Corinthe. Le champ de vitesse résultant confirme fortement l'existence d'une rapide rotation en sens horaire du bloc nord du Golfe de Corinthe par rapport à un pôle de rotation situé quelque part au nord-ouest du golfe. Ce champ de vitesse des points a été ainsi modélisé avec une rotation du bloc nord du golfe, considéré comme rigide. Outre le fait de chercher le taux de rotation moyen, cette modélisation permet de savoir si effectivement ce côté du Golfe est un bloc rigide ou s'il présente une déformation interne significative. Le modèle de rotation, dont les résidus sont représentés en Fig. 2.28, prédit une rotation en sens horaire de  $\sim 7 \pm 0.5^\circ/\text{Ma}$  autour d'un pôle de rotation situé aux coordonnées  $21.12^\circ\text{E}$  et  $39.09^\circ\text{N}$ . L'application d'une telle rotation dans le cas du champ de vitesse exprimé par rapport au référentiel « Péloponnèse fixe », permet de trouver un pôle de rotation localisé aux coordonnées  $23.46^\circ\text{E}$  et  $38.30^\circ\text{N}$ , immédiatement au sud du Golfe d'Evvia, en bon accord avec Goldsworthy et al. (2002).



**Fig. 2.27:** Dans cette figure le champ de vitesse du Golfe de Corinthe a été inscrit dans le champ de vitesse du réseau SING (<http://www.ge.ucl.ac.uk/research/SING>). Les deux champ de vitesse ont été superposés à un mosaïque de quatre images Landsat TM de la région. Les étoiles représentent les localisations des pôles de rotation déterminés par rapport à l'"Europe fixe" (a), au "Péloponnèse fixe" (b), et de la rotation du Péloponnèse par rapport à l'"Europe fixe" (c) (voir texte).

**Fig. 2.27:** Both the velocity field of the Gulf of Corinth network and of the "SING" network (<http://www.ge.ucl.ac.uk/research/SING>) have been merged and superimposed to the mosaic of 4 LANDSAT TM images available for the region. Stars (a) et (b) indicate the locations of the rotation poles determined with respect to "Europe fixed" and "Peloponnisus fixed". Star (c) represent the rotation pole of Peloponnisus with respect to "Europe fixe" (see text).



**Fig. 2.28:** La figure montre les résidus du champ de vitesse obtenus après une rotation du bloc nord du Golfe de Corinthe de  $7 \pm 0.5^\circ/\text{Ma}$  et du Péloponnèse de  $2.8 \pm 0.8^\circ/\text{Ma}$ . Dans le référentiel "Europe fixe" le pôle de rotation est situé aux coordonnées  $21.12^\circ\text{E}$  et  $39.09^\circ\text{N}$  (étoile rouge a), alors que dans le référentiel "Péloponnèse fixe" il est localisé aux coordonnées  $23.46^\circ\text{E}$  et  $38.30^\circ\text{N}$  (étoile rouge b). Le pôle de rotation pour le Péloponnèse est localisé aux coordonnées  $22.19^\circ\text{E}$  et  $38.28^\circ\text{N}$  (étoile rouge c).

**Fig. 2.28:** Residuals of the velocity field in Central Greece and Peloponnisos after a block rotation of respectively  $7 \pm 0.5^\circ/\text{Myr}$  and  $2.8 \pm 0.8^\circ/\text{Myr}$ . In the "Europe fixed" and "Peloponnisos fixed" reference system, the rotation pole are located at  $21.12^\circ\text{E}$ ,  $39.09^\circ\text{N}$  (star a) and  $23.46^\circ\text{E}$ ,  $38.30^\circ\text{N}$  (star b). Rotation pole found for Peloponnisos has been determined at  $22.19^\circ\text{E}$ ,  $38.28^\circ\text{N}$  (star c).

Cette modélisation nous permet de souligner divers aspects importants sur le comportement mécanique de cette région. Les vecteurs GPS du côté nord du Golfe de Corinthe sont très bien expliqués par ce modèle. Les résidus sont très faibles, de l'ordre de 1 mm/an en moyenne, mais ils présentent tout de même localement des légères variations par rapport au modèle.

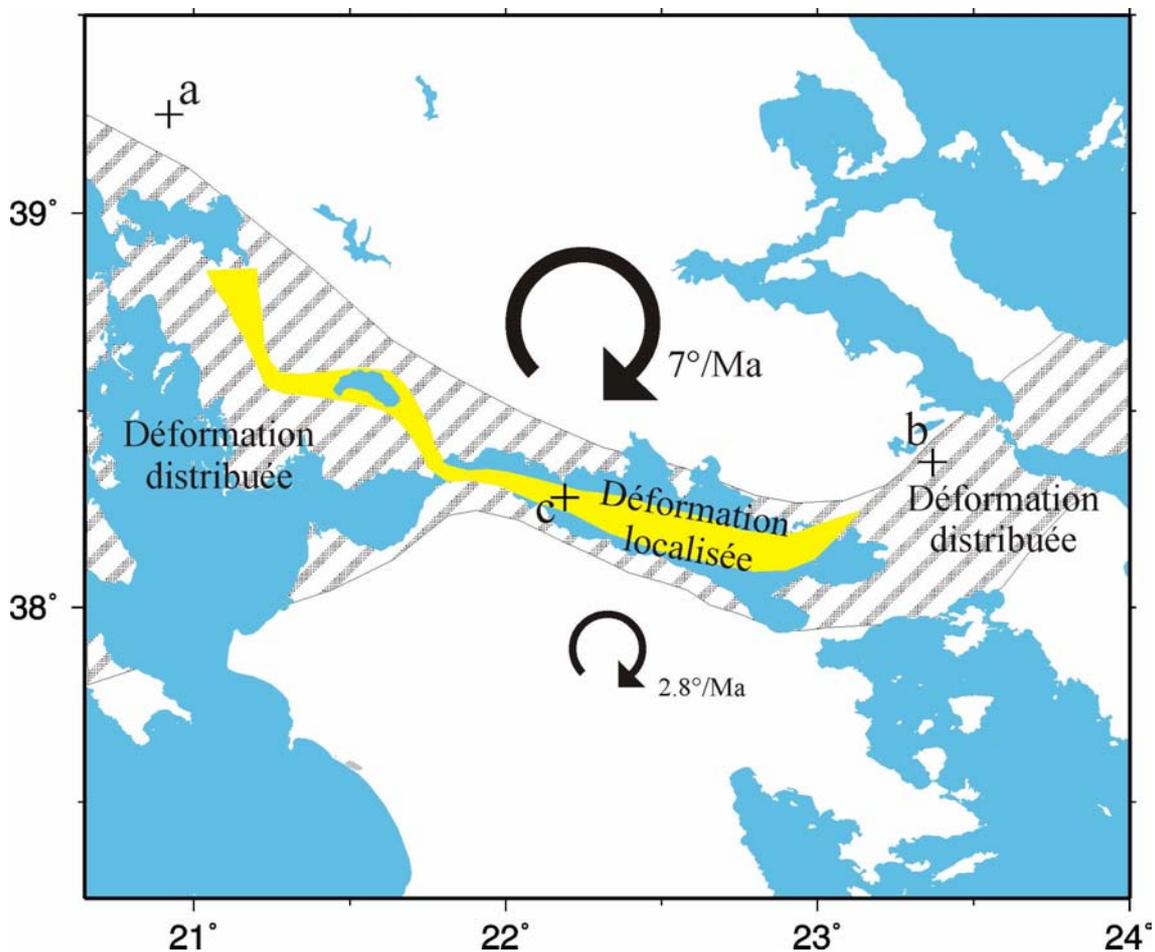
A l'ouest de Galaxidi, bien que les modulo de résidus soient très légèrement supérieur à leur incertitude, les directions des résidus témoignent une faible extension entre la côte et l'intérieur de terre. Plus à l'est, au nord des Alkyonides, trois autres points mettent en évidence une déformation interne de la région atteignant des valeurs maximales de 4 mm/an. La région à l'ouest du Golfe de Corinthe et autour du Lac Trichonis, ainsi que la région immédiatement au sud du Golfe de Patras, sont caractérisées par un nombre très inférieur de points géodésiques. Deux points, respectivement au nord et au nord-ouest du Lac Trichonis, semblent aussi être bien modélisés par la rotation horaire appliquée à tout le bloc nord du Golfe de Corinthe. Trois autres points, en revanche, situés dans le delta du fleuve Acheloos, et placés au sud-ouest des failles normales bordant le Lac Trichonis et celles menant au Golfe d'Amvrakia, présentent un comportement très différent avec des vecteurs résiduels atteignant les 13 mm/an. La présence d'un régime d'extension entre la région délimitée par les failles du Lac Trichonis et le Golfe d'Amvrakia, et ce delta est aussi confirmé par le mécanisme aux foyer d'un séisme qui a eu lieu dans ce secteur en juin 1991.

L'absence de données existante entre le Golfe de Corinthe et cette région au nord-ouest du Golfe de Patras ne nous permet pas de suivre le comportement des vecteurs GPS avec continuité jusqu'à la côte occidentale. Cependant, les faibles résidus entre les points situés au nord du Golfe de Corinthe et ceux localisés dans les montagnes du Pinde et à l'ouest du Lac Trichonis, suggèrent une continuité dans le comportement de cette partie de la Grèce, et une déformation qui semble se localiser dans une bande relativement étroite (10-30 km) s'étendant de l'extrémité occidentale du Golfe de Corinthe au Golfe d'Amvrakia en passant par le Lac Trichonis. Ces résultats confirment la présence d'une possible liaison entre ces deux régions telle qu'elle avait été suggérée par Melis et al. (1989,1995).

## **2.9 Interprétations des résultats**

La Fig. 2.29 représente un schéma interprétatif des résultats obtenus dans la région du Golfe de Corinthe. Si on exclut les terminaisons orientale et occidentale du rift, les deux côtés du Golfe de Corinthe ne montrent pas de déformation interne significative. A la fois les blocs nord et sud se comportent comme des unités tectoniques rigides caractérisées par des rotations

rapides:  $7 \pm 0.5^\circ/\text{Ma}$  pour le bloc nord et  $2.8 \pm 0.8^\circ/\text{Ma}$  pour le bloc sud. L'existence de telles rotations est confirmée par les observations paléomagnétiques. En Grèce nord-occidentale, Kissel & Laj (1988) proposent deux phases de rotations à partir de l'Oligocène supérieur (~25 Ma), dont la dernière aurait commencée près d'il y a 5 Ma avec un taux de  $5^\circ/\text{Ma}$ . Dans le sud et dans le nord-ouest du Péloponnèse, Duermeijer et al. (2000), à travers l'analyse de sédiments du Pliocène, mettent en évidence une rotation en sens horaire qui aurait eu lieu dans le dernier 1.8 Ma. L'analyse des systèmes de failles actives par rapport à ces rotations a mené Goldsworthy et al. (2000) à suggérer que, pour expliquer le champ de vitesse actuel et les variations des limites de blocs en Grèce centrale dans le Pliocène supérieur et le Quaternaire (Jackson, 1999), les failles doivent avoir changé leur orientation avec le temps.



**Fig. 2.29:** Carte interprétative de la situation au Golfe de Corinthe. Les deux flèches indiquent le sens de rotation des régions du côté nord du Golfe de Corinthe et du Péloponnèse. Les régions en jaune et en vert indiquent respectivement les zones où la déformation se concentre et où elle est plus distribuée. a=pôle de rotation du bloc nord par rapport à l'"Europe fixe"; b=pôle de rotation du bloc nord par rapport au "Péloponnèse fixe"; c=pôle de rotation du Péloponnèse par rapport à l'"Europe fixe".

**Fig. 2.29:** Interpretative sketch map of the deformation in the Gulf of Corinth. Arrows indicate a clockwise rotation of the Central Greece and Peloponnisos. Yellow and dashed regions represent respectively the zone where the deformation is localised and the zone where the deformation is diffuse. a=rotation pole of Central Greece in "Europe fixed"; b=rotation pole in "Peloponnisos fixed"; c=rotation pole of Peloponnisos in "Europe fixed".

D'après la densité et la cohérence des nos vecteurs de vitesse ainsi que leur incertitude, nos estimations des taux de rotation du Péloponnèse et de la Grèce centrale sont très nettement plus précises que celles obtenues dans des études précédentes à partir de données paléomagnétiques (Kissel & Laj, 1988), ou déduites de modèles de rotation de blocs (Taymaz et al., 1991), ou de l'interprétation de données géodésiques moins précises (Duermeijer, et al., 2000, Le Pichon et al., 1995).

Le champ de vitesse observé dans la partie orientale du côté nord du golfe présente des valeurs de vitesse fortement similaires à celles trouvées dans le Péloponnèse centrale et occidentale. Cela signifie que cette région tend à "suivre" le Péloponnèse dans son mouvement vers le sud-ouest, alors que la partie occidentale du Golfe de Corinthe est plus solidaire de l'Europe. Cette situation géodynamique tout compte fait assez simple au premier ordre se traduit dans une rotation en sens horaire du côté nord du Golfe de Corinthe. Les pôles de rotation prédis par le modèle dans les cas d'un champ de vitesse exprimé en référentiel « Europe fixe » et « Péloponnèse fixe » sont représentés en figure respectivement par les croix *a* et *b*. Le schéma interprétatif proposé en Fig. 2.29 se basant sur le champ de vitesse calculé, semble être en contraste avec la géomorphologie de la région. Le Golfe de Corinthe est bien plus large à l'est qu'à l'ouest en traduisant une quantité d'extension finie plus grande à l'est, où le taux d'extension instantané est le plus bas. Ce paradoxe pourrait être expliqué par le fait que l'extension du rift dans le Golfe de Corinthe a commencé à l'est et se propage vers l'ouest depuis les derniers 2.6 Ma (Doutsos & Poulimenos, 1992).

Dans la partie centrale de ce rift de Corinthe (zone d'Aigion) l'extension est quasiment entièrement accommodée en mer, dans une bande très étroite (~10 km) assimilable à un rift. Aux extrémités du rift du Golfe de Corinthe, la déformation semble être plus complexe et plus distribuée, intéressant un grand nombre de structures tectoniques plus petites. A l'extrémité orientale du golfe, cela peut être une conséquence des taux d'extension qui décroissent près du pôle de rotation (croix *b*). La déformation, dans cette zone, intéresse une région entre le bassin de Thèbes et le sud du Golfe d'Evvia (Goldsworthy et al., 2002) pour passer ensuite, au sud-ouest, vers la péninsule au nord des Alkyonides, où elle commence à devenir localisée. A l'ouest, deux points situés sur le bloc sud présentent des valeurs de vitesse intermédiaires entre celles attendues pour les blocs nord et sud. Cela confirme que la déformation est localisée jusqu'à l'extrémité occidentale de la faille de Psatopirgos, et dévient plus distribuée plus à l'ouest. Une partie de la déformation pourrait être localisée en une série de grabens situés au

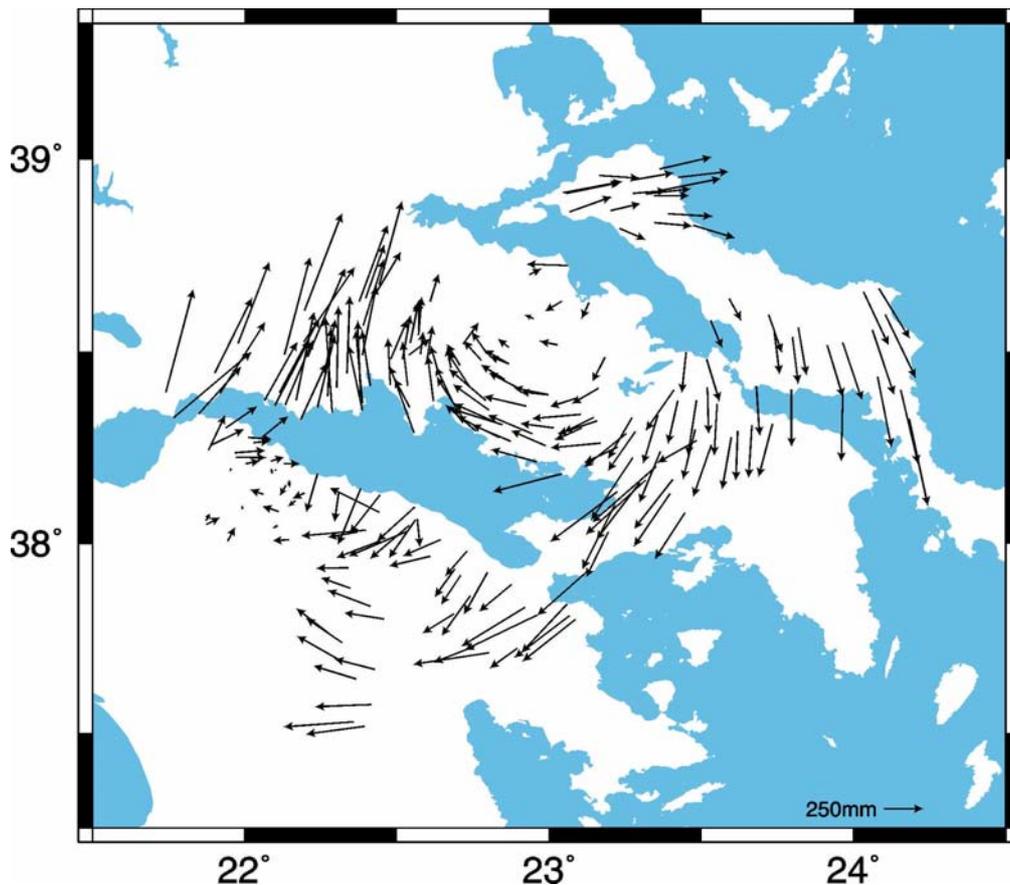
nord du Golfe de Patras (Lac Trichonis et le Golfe d'Amvrakia) où des structures extensives et une activité sismique significative existent. Malheureusement, les données GPS dans la région ne sont suffisantes pour pouvoir supporter une telle hypothèse. Une meilleure extension du réseau GPS à l'ouest du Golfe de Corinthe est nécessaire pour mettre en évidence notre actuelle compréhension des processus qui ont lieu à la jonction entre le rift de Corinthe et l'arc Hellénique occidentale.

## **2.10 Le réseau de 2<sup>ème</sup> ordre du Golfe de Corinthe**

Le champ de vitesse décrit aux pages précédentes a été déterminé par l'analyse des données relatives à tous les points de 1<sup>er</sup> ordre et les meilleurs points de 2<sup>ème</sup> ordre. Une partie importante de ces mêmes points ainsi que les autres points de 2<sup>ème</sup> ordre du réseau du Golfe de Corinthe sont des piliers appartenant au vieux réseau grec de triangulation qui constitue le "Greek Geodetic Reference System 1987" (GGRS-87) (Veis et al., 1992). Ces points ont été précédemment mesurés par les moyens classiques de triangulation et nivellement pendant des campagnes de mesure menées entre le 1966 et le 1973. Ce même réseau de triangulation a été déjà décrit dans la littérature par différents travaux (Billiris et al., 1991; Veis et al., 1992; Le Pichon et al., 1995; Briole et al., 2000). Lors des campagnes GPS effectuées entre 1991 et 1995, 159 piliers de triangulation ont été remesurés, dont 17 font partie du réseau du 1<sup>er</sup> ordre du réseau GPS du Golfe de Corinthe. Briole et al. (2000) décrivent en détail tel réseau de 2<sup>ème</sup> ordre du Golfe de Corinthe, mesuré entre les 1991 et le 1995, en disant que la plus part de ces points sont relatifs aux sites de triangulation de 3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> ordre. Les coordonnées de ces points relatives à cette période ont été calculées en supposant qu'ils appartiennent à la même époque en les forçant à être conformes aux points de 1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> ordre de triangulation observés en 1974. Notons que l'écart type sur les positions relatives des points de 3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> ordre (typiquement 1 point tous les 10 km<sup>2</sup> dans le réseau de piliers grec) a été estimé de l'ordre de 3 cm (Veis et al., 1992), une évaluation a priori très fiable car relativement facile à réaliser pour des courtes lignes de base. Par rapport à Briole et al. (2000), nous avons ici exploité aussi les informations relatives aux piliers de triangulation du réseau du Golfe d'Evvia, soit un total de 224 piliers. Ces piliers peuvent être différenciés en fonction de leur localisation: 66 piliers sont situés dans le côté sud du Golfe de Corinthe, 76 dans le côté nord, 82 piliers dans la région du Golfe d'Evvia. Pour la comparaison entre anciennes et nouvelles données, l'intervalle de temps entre les différentes séries de campagnes de même type (7 ans pour les

points de triangulation et 4 ans pour les mesures GPS) a été négligé par rapport à l'intervalle de temps moyen entre les deux séries de campagnes (24 ans). Cette approximation est justifiée par la taille de l'erreur à priori associée aux mesures de triangulation estimée effectivement à 12 cm à partir de l'analyse de données sur les blocs Péloponnèse et Nord du Golfe de Corinthe (Briole et al., 2000).

La comparaison directe entre les coordonnées obtenues par les mesures GPS 1991-1995 et celles déduites de campagne de triangulation dans la période 1966-1973 est représentée en Fig. 2.30.

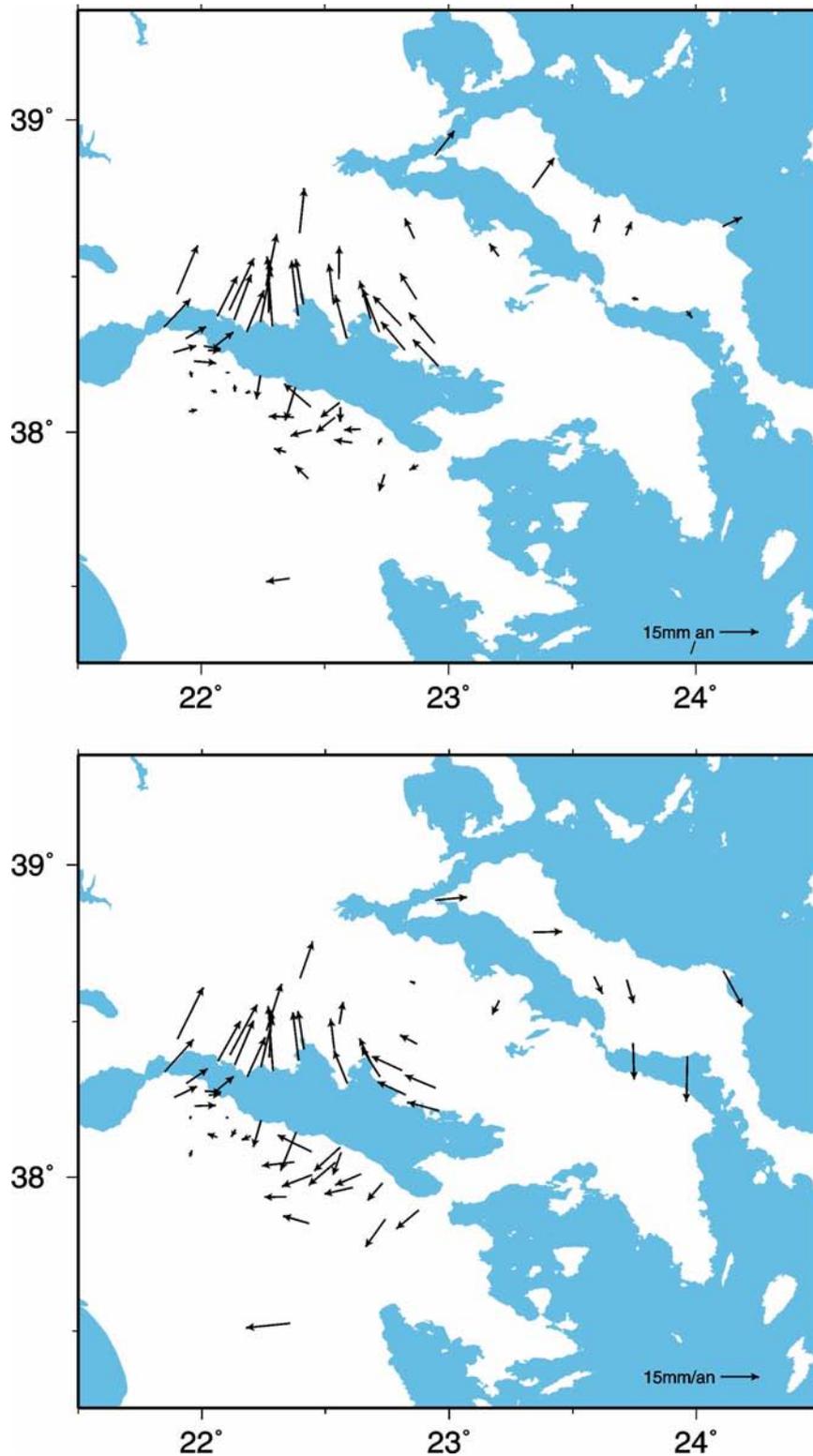


**Fig. 2.30:** Déplacements résultant de la comparaison directe des coordonnées obtenues par les mesures de triangulation pendant la période 1966-1973 et celles obtenues par GPS dans la période 1991-1995. Les vecteurs de déplacement révèlent des problèmes d'orientation et d'échelle entre les deux jeux de données.

**Fig. 2.30:** Displacements resulting from the direct comparison of the coordinates deduced by triangulation measurements in the 1966-1973 period and those obtained by GPS in the 1991-1995 period. Vectors show a problem concerning the orientation and the scale factors between the two datasets.

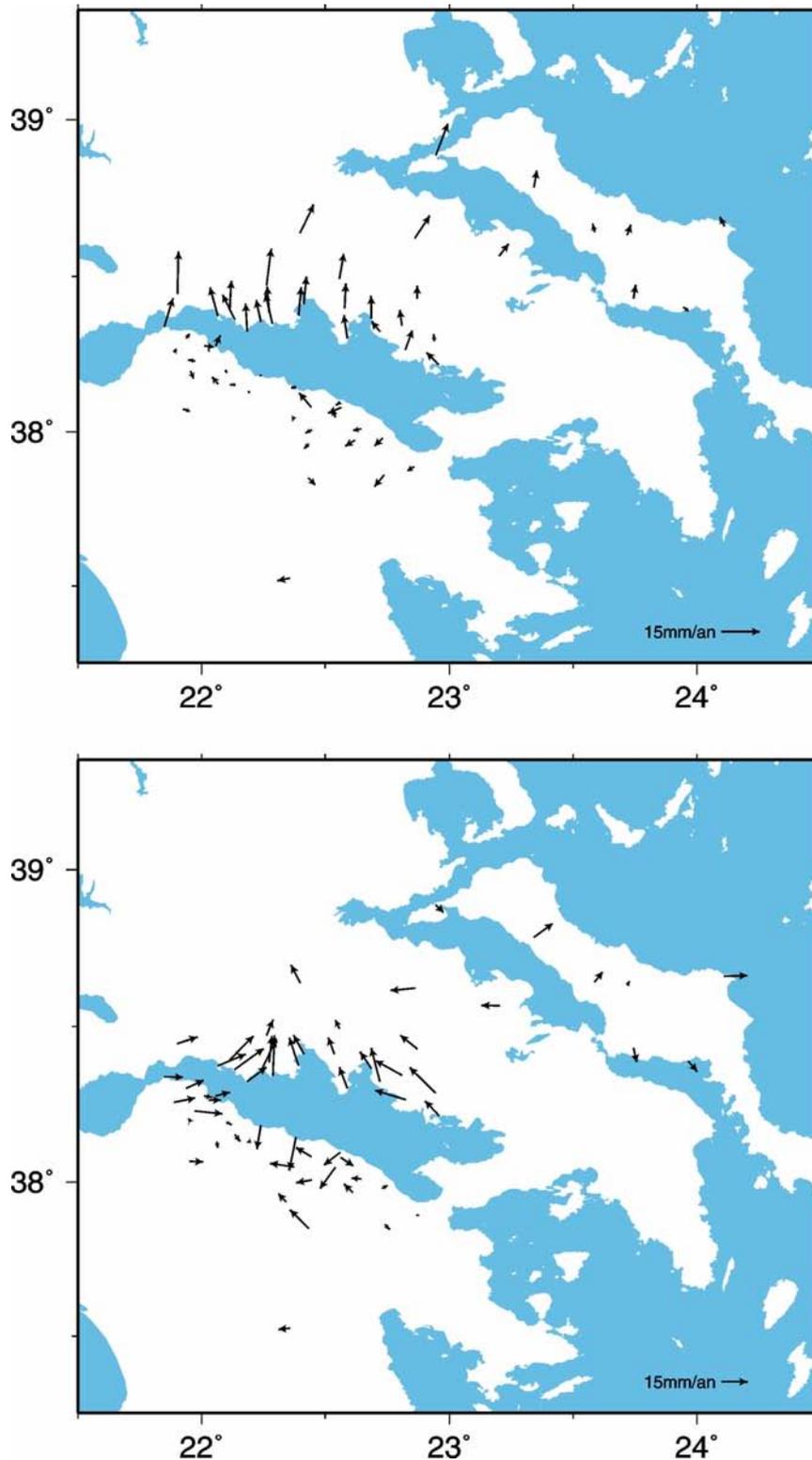
Pour cette comparaison, le point E a été arbitrairement maintenu fixe. La tendance générale des vecteurs de déplacement bruts n'est pas en accord avec les comparaisons GPS-GPS présentées précédemment et indique une correction sur l'orientation et l'échelle à appliquer

aux anciennes coordonnées de triangulation. Pour déterminer les valeurs d'orientation et échelles les plus indiquées, Briole et al. (2000) avaient minimisé les vecteurs de déplacement des points présents dans le Péloponnèse, en accord avec les observations des mesures répétées par GPS qui indiquent à l'époque un bloc rigide par rapport à la partie du golfe localisée en mer et ne pivotant pas. La meilleure minimisation des vecteurs déplacement dans le Péloponnèse avait été trouvée pour des valeurs de rotation de 4.25 ppm et de dilatation de 2.3 ppm. Ces valeurs de rotation et surtout d'échelle, plus importantes que celles prédites à l'échelle régionale par l'ajustement des données de triangulation, elles-mêmes appuyées sur les coordonnées et vitesses de quelques points SLR (Veis et al., 1992), restaient difficiles à expliquer. Compte tenu des données 1997 de la campagne d'Eubée étendant les observations sur piliers encore plus loin que ne l'avait fait la campagne 1994, nous avons repris cette comparaison entre anciennes et nouvelles coordonnées en utilisant la connaissance du champ de vitesse GPS devenue plus précise que précédemment (voir pages précédentes). Nous faisons l'hypothèse simple et raisonnable que le champ de déformation déterminé pour les onze dernières années n'est pas très différent de celui qu'on devrait observer sur la période de 24 ans couverte par les deux séries de mesures (triangulation, 1966-1973, et GPS, 1991-1995). Il est à noter que cette hypothèse aujourd'hui bien acceptée compte tenu de la régularité des solutions GPS sur 11 ans était encore un sujet de débat au début des années 1990. Pour comparer les deux champs de vitesse, nous avons tout d'abord sélectionné, parmi les 224 piliers représentés en Fig. 2.30, un sous-ensemble de piliers correspondant aux points de 1<sup>er</sup> ordre du réseau Corinthe indiqué à la Tab. 2.4. Si le point de 1<sup>er</sup> ordre est également un pilier, la comparaison est directe. Dans le cas contraire, nous avons attribué au repère de 1<sup>er</sup> ordre le déplacement moyen sur 24 ans des piliers voisins. Pour ce qui concerne les points de 1<sup>er</sup> ordre et les quelques points de 2<sup>ème</sup> ordre du champ de vitesse sur 11 ans (Fig. 2.23 et Fig. 2.24) qui ne correspondent pas aux points du réseau de triangulation, nous leur avons assigné la valeur de vitesse du pilier de triangulation le plus proche ou la valeur de vitesse moyenne des piliers voisins dans un rayon de 2km. Cette hypothèse est corroborée par les caractéristiques rigides des blocs sud et nord du Golfe de Corinthe (Avallone et al., en annexe). Le sous-ensemble de piliers ainsi déterminé est constitué par un nombre totale de 60 points (Fig. 2.31). En nous appuyant sur le champ de vitesse trouvé pour le sous-ensemble de piliers pris en compte, nous avons déterminé les paramètres de rotation et de dilatation qui minimisent les différences entre le champ de vitesse obtenu par GPS-GPS et le champ de vitesse calculé sur 24 ans au moyen de la comparaison des coordonnées "triangulation-GPS".



**Fig. 2.31:** (Haut) les vecteurs de déplacement sur 24 ans corrigés, avec une rotation de 2.25 ppm et un échelle de 0.5 ppm; (Bas) Les vecteurs de déplacement bruts sur 24 ans, sélectionnées pour un sous-ensemble de 60 piliers communs au réseau Corinthe (voir texte). Il s'agit donc d'un sous-ensemble de vecteurs de la Fig. 2.30.

**Fig. 2.31:** (Top) Displacement vectors calculated on 24 years and corrected with a rotation of 2.25ppm and a scale factor of 0.5ppm; (Down) raw displacement vectors determined on 24 years and selected for a sub-set of 60 pilars common to Corinth network (see text). It correspond to a subset of vectors plotted in Fig. 2.30.



**Fig. 2.32:** (Haut) Les vecteurs de vitesse sur 11 ans aux mêmes piliers du réseau Corinthe que ceux présents en Fig. 2.31; (Bas) les résidus calculé entre les vitesses sur 24 ans et les vitesses sur 11 ans après avoir apporté la correction de rotation et d'échelle aux premiers. Le bruit résiduel moyen est inférieur à 6 mm/an pour les deux composantes Est et Nord, mais reste anormalement élevé et implique l'existence de distorsions à moyenne échelle dans le réseau ancien de triangulation.

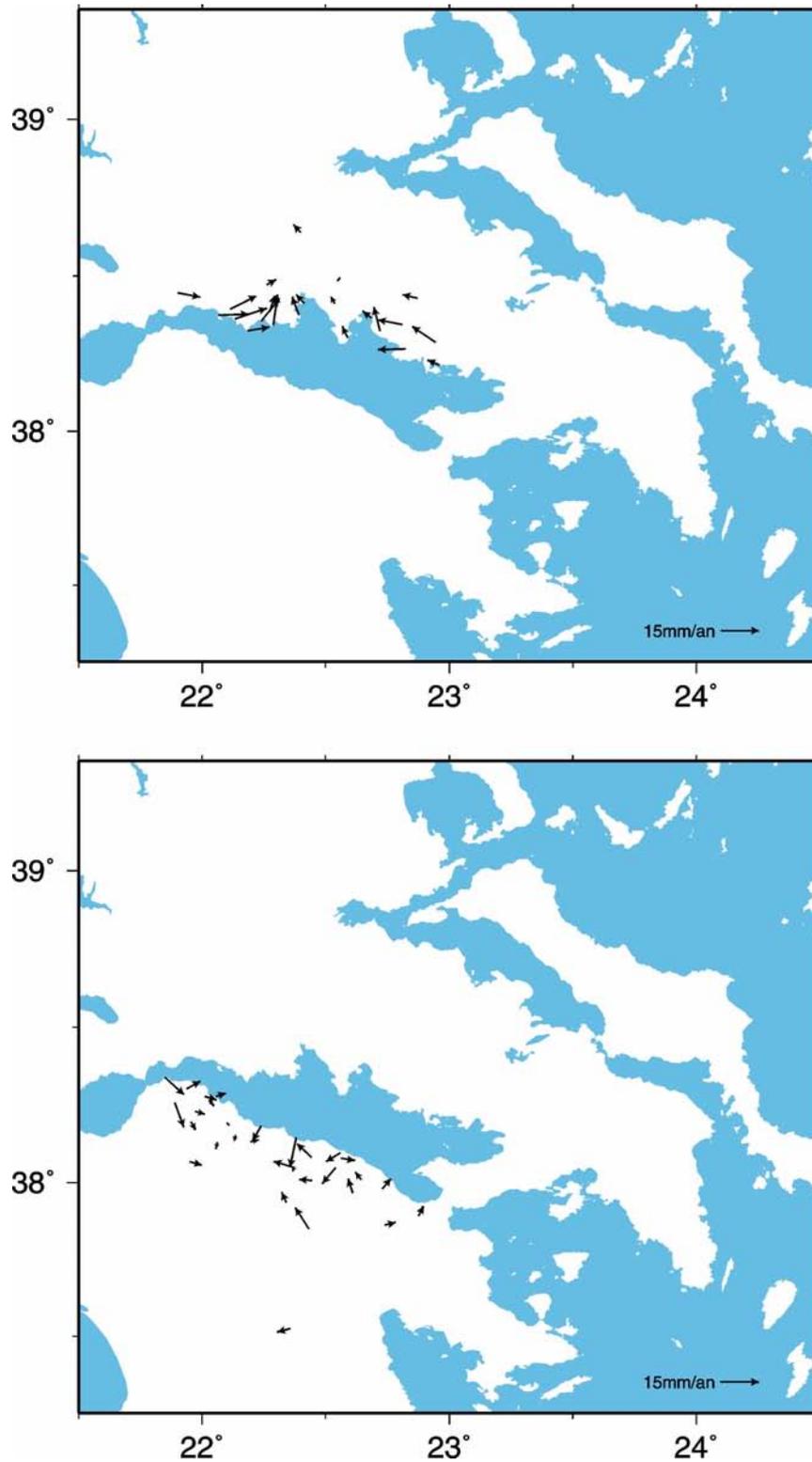
**Fig. 2.32:** (Top) Displacement vectors calculated on 11 years on the same pilars of Fig. 2.31; (Down) residuals determined between the 24 years and the 11 years velocity field after correction. Average residual noise amounts to 6 mm/yr for the East and Nord components. Some distortions at intermediate scale could still remain.

Les Fig. 2.31 et Fig. 2.32 montrent la meilleure minimisation de cette différence obtenue pour des valeurs de rotation de 2.25 ppm et de dilatation de 0.5 ppm. Le bruit résiduel moyen sur les différences montrées est inférieur à 6 mm/an pour les deux composantes Est et Nord.

La minimisation décrite ci-dessus nous permet de retrouver certaines similitudes dans le comportement de certains points par rapport au champ de vitesse montré en Fig. 2.24. Diverses exemples peuvent être mentionnés:

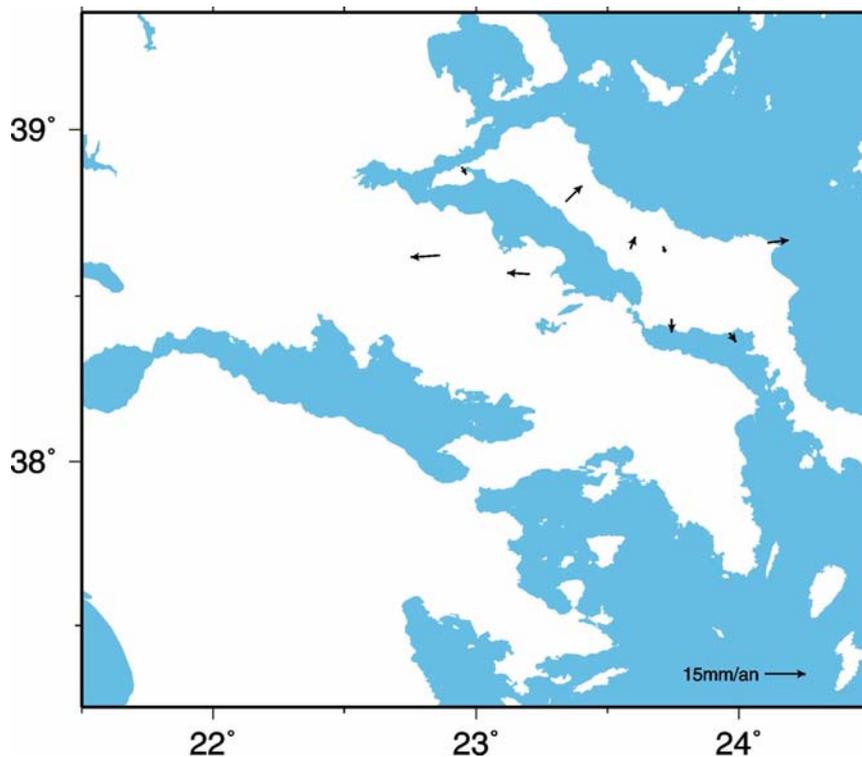
- a) les deux points J et N se situant au pied de la faille de Psatopirgos révèlent, aussi dans ce cas, un déplacement marqué vers le nord nord-est et donc un comportement plus solidaire au côté nord du Golfe de Corinthe qu'au Péloponnèse;
- b) les variations de vitesse dans la partie sud-orientale du Péloponnèse, qui confirment notre hypothèse sur la possible rotation du bloc sud par rapport à l'Europe (aussi, Avallone et al., en annexe);
- c) la présence sur 24 ans des mêmes anomalies locales que celles observées dans le champ de vitesse GPS-GPS sur 11 ans confirment l'existence d'un glissement de terrain de longue durée dans la région de CA, au dessus du village de Pirgos. Des investigations supplémentaires seraient utiles dans cette région pour mieux appréhender cette instabilité.

En définitive, tous ces aspects nous semblent confirmer la qualité et la pertinence de notre correction de rotation et dilatation à appliquer aux anciennes coordonnées. Cette fois, la correction globale apportée au sous-ensemble de 60 points présente une valeur du facteur d'échelle (0.5ppm) plus en accord avec l'incertitude estimée par Veis et al. (1992) sur ce paramètre. Les résidus de la Fig. 2.32 (*bas*) montrent qu'ils existent tout de même des écarts très probablement dus à la non homogénéité des réseaux (pas de points en mer) et aux problèmes de connexion entre les réseaux mesurés pendant les différentes campagnes de triangulation. Pour minimiser ces différences, nous avons déterminé les paramètres des corrections de rotation et échelle sur des régions plus locales afin de résoudre les hétérogénéités mises en relief par la correction globale. Nous avons donc appliqué la même méthode que dans le cas global mais en considérant, cette fois-ci, des échelles plus locales: la région du Péloponnèse, celle du bloc nord du Golfe de Corinthe et celle de la région d'Evia.



**Fig. 2.33:** (Haut) Résultat de la minimisation locale entre le champ de vitesse sur 11 ans et celui sur 24 ans pour la région du Péloponnèse. Les paramètres de rotation et d'échelle de cette correction locales sont respectivement de 1.5ppm et 0.5ppm. (Bas) Résultat de la minimisation locale pour le côté nord du Golfe de Corinthe. Le paramètre de rotation de cette correction locales est de 0.1ppm. Aucun facteur d'échelle n'a été appliqué.

**Fig. 2.33:** (Top) Local minimisation between the 11-years and 24-years velocity fields for Peloponnisos. Rotation and scale parameters of local corrections are respectively 1.5ppm and 0.5ppm. (Down) Local minimisation for Central Greece. Rotation applied amounts to 0.1ppm. No scale factor has been applied.



**Fig. 2.34:** Résultat de la minimisation locale entre le champ de vitesse sur 11 ans et celui sur 24 ans pour la région d'Evia. Le paramètre de rotation de cette correction locale est de 0.1ppm. Aucun facteur d'échelle n'a été appliqué.

**Fig. 2.34:** Local minimisation between the 11-years and 24-years velocity fields for Evia region. Rotation applied amounts to 0.1ppm. No scale factor has been applied.

Les meilleures minimisations des écarts des deux champs de vitesse pour ces trois régions (Fig. 2.33, *haut et bas*, et Fig. 2.34) ont requis des corrections de rotation et d'échelle faibles relativement à celles apportées déjà à l'occasion de la correction globale: 1.5ppm de rotation et 0.5ppm d'échelle pour la région du Péloponnèse et 0.1ppm de rotation et aucun facteur d'échelle pour le côté nord du golfe et l'île d'Eubée. Le bruit résiduel sur les écarts est inférieur à 6 mm/an sur les deux composantes, ce qui demeure très élevé.

De cette nouvelle analyse de coordonnées anciennes et nouvelles de piliers, nous pouvons conclure que: globalement les rotations et échelle à appliquer pour faire coïncider le champ de vitesse "GPS-GPS" et le champ de vitesse "GPS-anciennes coordonnées" décroissent au fur et à mesure que l'on augmente la taille de la zone étudiée. Ce résultat était prévisible puisque les coordonnées anciennes des piliers sont elles-mêmes appuyées sur des coordonnées de points SLR, établies dans les années 1990, pas parfaites au regard de la qualité actuelle du GPS mais suffisantes pour garantir globalement à l'échelle de la Grèce des échelles et orientations précises peut-être à 0.1ppm (si l'on se réfère à Veis et al., 1992) mais certainement pas plus

mauvaises que 0.3ppm. A l'échelle locale, en revanche, des distorsions complexes et difficiles à modéliser existent. Toutefois, l'échantillonnage désormais disponible de 224 piliers sur Corinthe et Evvia nous permet d'estimer des fonctions empiriques de passage entre coordonnées anciennes brutes et coordonnées anciennes théoriques (déduites de 11 ans de GPS). Disposer de ces formules de passage est extrêmement important. En effet, il devient de ce fait possible en principe de "traduire" avec une précision de 10-15 cm environs 1500 anciennes coordonnées (population de piliers pour Corinthe [Fig. 2.35] et Evvia) en coordonnées nouvelles. Cette base de données peut à tout moment être utile en cas de séisme de magnitude suffisante pour produire des déplacements horizontaux du sol de 20 cm ou plus. Les piliers actuellement mesurés par GPS dans le Golfe de Corinthe de 1991 à 1995 (Fig. 2.36) représentent seulement une petite partie (près du 15%) de la totalité des piliers existants. Si l'on considère qu'environ 60 à 70% des piliers ne peuvent raisonnablement pas être observés par GPS (trop inaccessibles ou détruits) cela signifie qu'environ 50% des piliers réoccupables ont déjà été réoccupés. La mesure par GPS des autres piliers occupables est à priori peu utile pour mieux contraindre le champ de vitesse actuel mais serait peut être un investissement utile pour le futur long-terme (meilleure longévité du réseau sur 50-100 ans, meilleure densité de points rentable pour les mesures des "petits" séismes de magnitude 5.5-6).



**Fig. 2.35:** Localisation de tous les piliers existants dans la région du Golfe de Corinthe.

**Fig. 2.35:** Location of all the existing pillars in the region of the Gulf of Corinth.



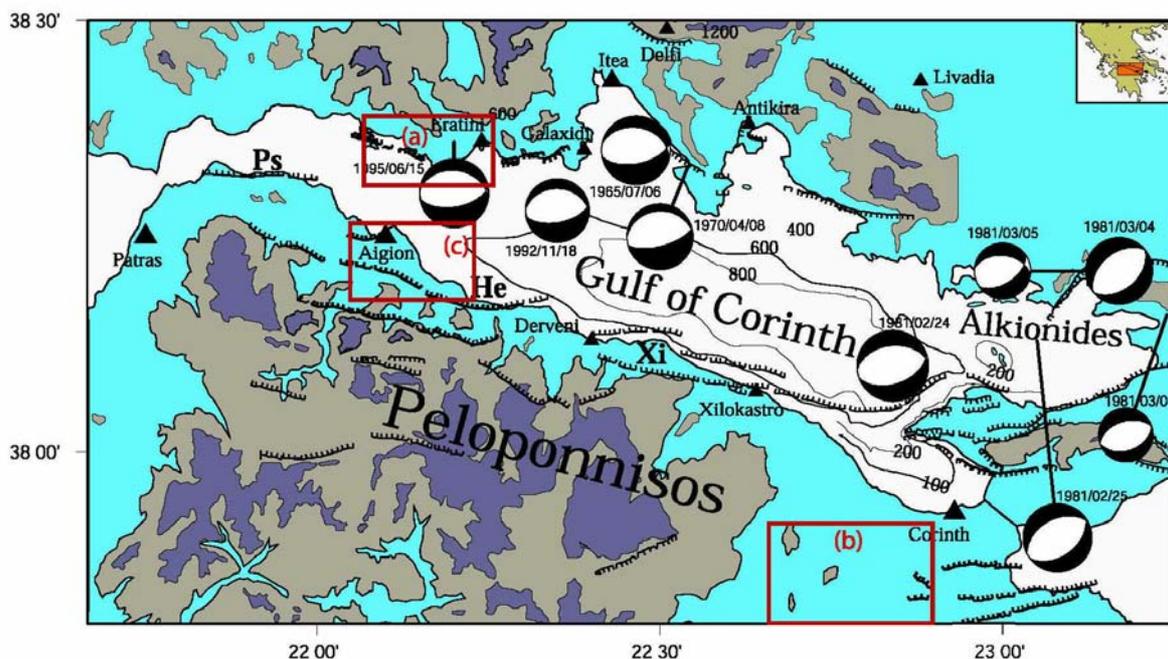
**Fig. 2.36:** Localisation de tous les piliers mesurés par GPS dans le Golfe de Corinthe de 1991 à 1995. Ils correspondent à près de 15% des piliers existants.

**Fig. 2.36:** Location of all the pillars measured by GPS in the Gulf of Corinth from 1991 and 1995. They represent almost 15% of all the existing pillars.

## 2.11 Le GPS cinématique

Le GPS cinématique est une technique GPS utilisable pour le suivi de déformations verticales. Cette méthode consiste à laisser sur un point donné un récepteur (station de base) et de faire se déplacer un ou plusieurs autres récepteurs sur une voiture ou une personne le long d'un parcours. Tous les récepteurs acquièrent les données avec un pas d'échantillonnage de 1s au lieu de 30s, comme il est couramment utilisé pour les observations statiques. Des études préliminaires utilisant cette technique ont été menées en Crète (Grèce) en 1996 (Déplus & Briole, 1996) et sur les îles de Vulcano (Italie) et La Réunion en 1999 et ont montrés qu'il était possible d'obtenir une répétabilité de la mesure d'élévation de quelques centimètres entre les différents passages le long de la même route.

Cette technique a été employée dans le Golfe de Corinthe dans le cadre du projet SING (Seismic hazard IN Greece, <http://www.ge.ucl.ac.uk/research/SING>). Trois campagnes ont été menées en cette région en Septembre 1999 et en Avril et Octobre 2000 (Fig. 2.37).



**Fig. 2.37:** Dans cette carte sismotectonique, sont représentés les régions dans lesquelles les mesures de GPS cinématiques ont été menées.

**Fig. 2.37:** In this seismotectonic map, boxes represent the regions measured by the kinematic GPS technique.

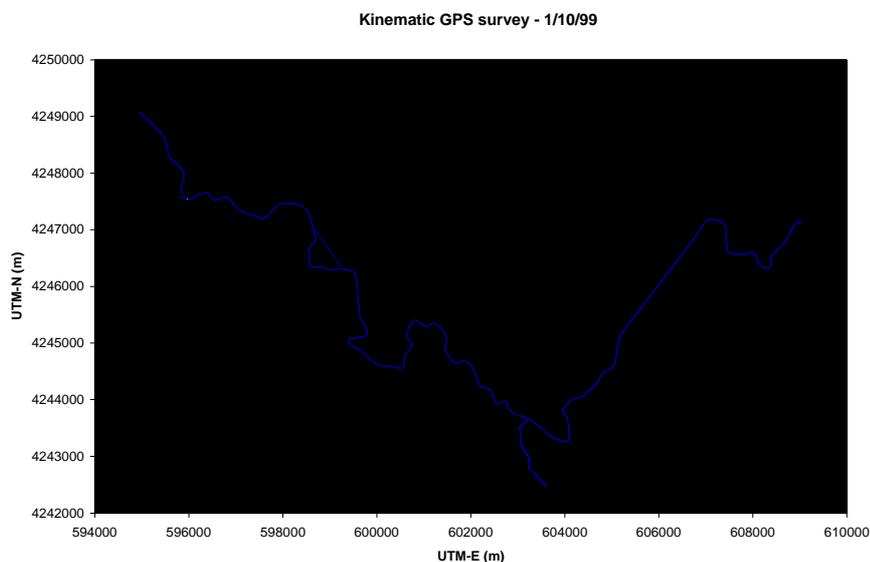
Pendant ces campagnes, principalement quatre profils ont été étudiés (Tab. 2.5): trois dans la région touchée par le séisme d'Aigion du 15 Juin 1995 (Psaromita, au nord, et autour de la ville d'Aigion, au sud), et un sur l'autoroute Corinthe-Tripoli.

Profil	Zones en Fig. 2.37	10/99	04/00	10/00	Remarks
Psaromita	a	observations de 2 x 270mn (1 statique, 2 voiture)	observations de 270mn (1 statique, 4 voiture)	observations de 270mn (2 statique, 4 voiture)	Instruments Ashtech et Javad in 10/00
Autoroute Corinth-Tripoli	b		observations de 60mn (2 statique, 4 voiture)	observations de 120mn (2 statique, 2 voiture)	Instruments Ashtech et Javad
Route Aigion-Fteri	c	observations de 120mn (2 statique, 1 voiture)	observations de 120mn (2 statique, 1 voiture)		Aussi mesures sur des points de nivellement
Autoroute Diakofto-Aigion	c	observations de 1 x 30mn (2 statique, 1 voiture)	observations de 120mn (1 statique, 1 voiture)	observations de 60mn (1 statique, 1 voiture)	

**Tab. 2.5:** Le tableau résume les caractéristiques des campagnes de mesures par GPS cinématique.

**Tab. 2.5:** This table show the characteristics of the kinematic GPS surveys.

La Fig. 2.38. montre le parcours exact suivi pendant les différentes campagnes de mesures.

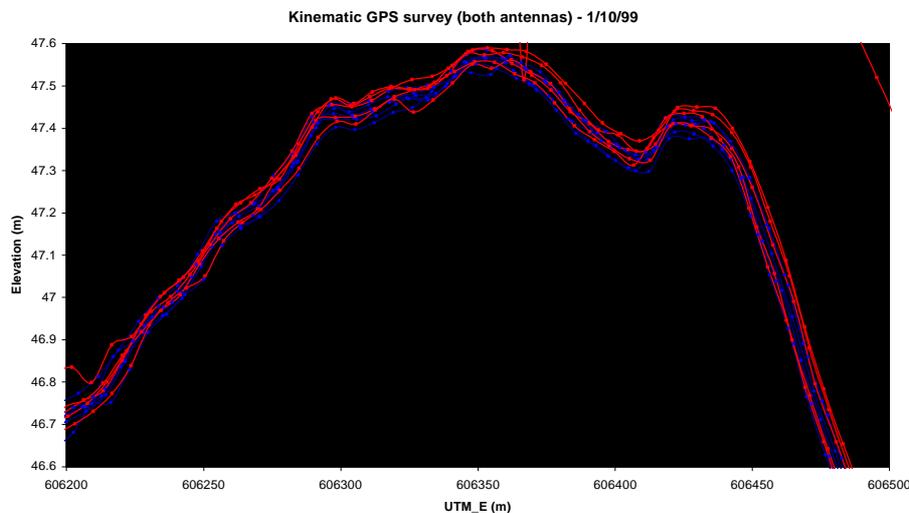


**Fig. 2.38:** Localisation exacte du réseau cinématique dans la région de Psaromita

**Fig. 2.38:** Precise track kinematic network in the region of Psaromita.

Chaque mesure durait 4,5 heures, ce qui correspondait au temps pour un récepteur Ashtech de 6 Mb de mémoire de se remplir avec un pas d'échantillonnage de 1s. Près de 135 km de route

ont été observés avec une vitesse moyenne de 30 km/h. Les résultats obtenus sont très similaires d'une campagne à l'autre et sont montrés en Fig. 2.39.

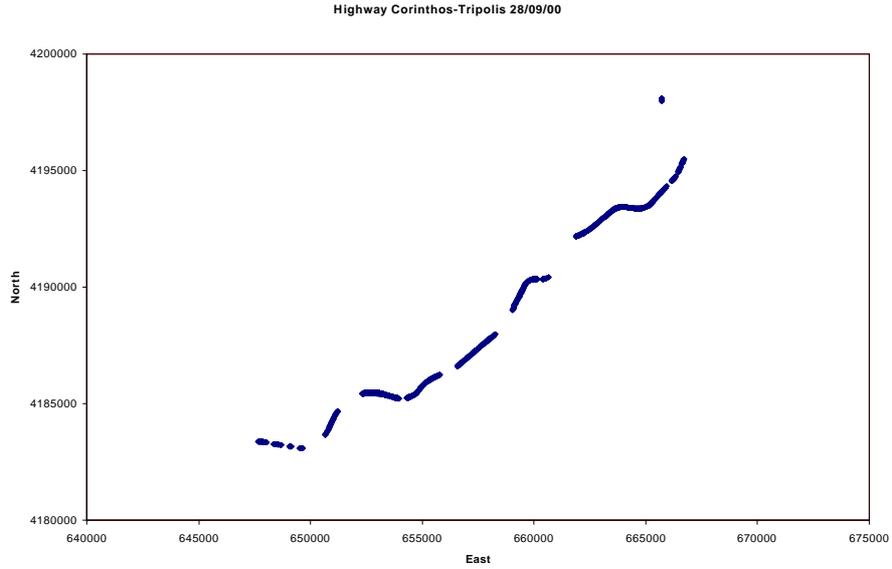


**Fig. 2.39:** Résultats obtenus par le GPS cinématique dans la région de Psaromita

**Fig. 2.39:** Results obtained by kinematic GPS in the region of Psaromita.

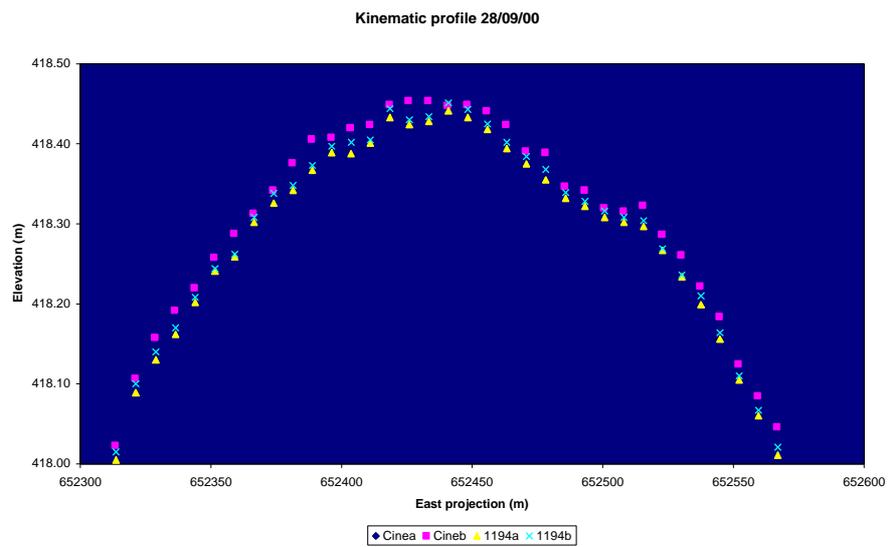
La répétabilité a été examinée en plusieurs petites parties le long du profil et la figure montre un exemple de la projection verticale des passages répétés sur une coupe de la route d'accès au cap Psaromita. La répétabilité évaluée par cette figure est de l'ordre de quelques centimètres.

Dans des régions caractérisées par une abondante végétation ou une zone urbaine, le nombre de masques augmente en réduisant fortement la précision. Cela a été observé en deux régions près de la ville d'Aigion. En ces occasions, il a été vérifié que la fixation des ambiguïtés de phase a besoin d'au moins 6 satellites, ce qui avait déjà été trouvé par d'autres équipes et lors des précédentes campagnes GPS cinématique de l'IPGP. Dans les différentes mesures, divers types de récepteurs (Ashtech Z-XII, Ashtech Mira-Z, Javad) et antennes (Choke Ring, Marine et Geodetic) ont été utilisés, mais aucune différence significative n'a été observée en fonction des différentes configurations, les antennes les plus simples ne se comportant pas différemment des Choke Ring. Les mêmes opérations ont été menées tout le long de l'autoroute Corinthe-Tripoli en Avril et Octobre 2000, en utilisant des instruments Javad et Ashtech. Le profil commence à la connexion entre l'autoroute Corinthe-Patras et la route nationale Corinthe-Tripoli et il termine à la sortie Nemea de l'autoroute (Fig. 2.40). Les données ont été acquises avec des instruments Ashtech et Javad. La répétabilité des mesures obtenues le long de ce profil est comparable à celle trouvée dans la région de Psaromita (Fig. 2.41).



**Fig. 2.40:** Localisation du profil du GPS cinématique le long de l'autoroute Corinthe-Tripoli.

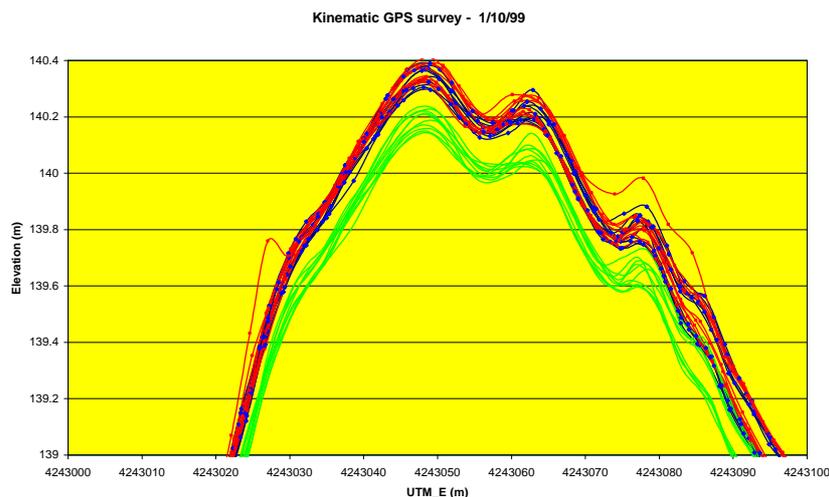
**Fig. 2.40:** Precise track of kinematic GPS network belonging the highway Corinth-Tripoli. .



**Fig. 2.41:** Répétabilité des coordonnées obtenues par GPS cinématique le long de l'autoroute Corinthe-Tripoli.

**Fig. 2.41:** Coordinates repeatability obtained by kinematic GPS along the highway Corinth-Tripoli.

La méthode du GPS cinématique le long des profils (routes) est une technique rapide et efficace pour le suivi de variations d'altitude de modérées à élevées ( $> 5$  cm) sur une région qui peut être très étendue ( $\sim 20$  km). La Fig. 2.42 montre que la simulation des variations verticales qui auraient été observées lors du tremblement de terre d'Aigion de 1995 aurait été détectée par cette technique.



**Fig. 2.42:** Simulation de variations verticales qui auraient été observées par le GPS cinématique près du cap Psaromita. Le signal simulé est bien au dessus du bruit des mesures.

**Fig. 2.42:** Simulated vertical changes that would have been observed by kinematic GPS in the Psaromita cape region. Simulated signal is above the noise level of the measurements.

La technique du GPS cinématique présente tout de même des inconvénients qui en réduisent l'efficacité: une précision limitée à  $\sim 3$  cm dans les meilleurs cas; une technique qui est applicable seulement en zones bien dégagées, où au moins 6-7 satellites peuvent être récupérés; un décalage systématique dans les données représenté par l'éventuel nouveau goudron déployé sur les routes étudiées entre les différentes campagnes de mesures. Le développement du nouveau système de positionnement européen GALILEO permettra peut-être de dynamiser cette méthode dans l'avenir. Dans tous les cas, les données de GPS cinématique déjà acquises dans le Golfe de Corinthe constituent un patrimoine qu'il convient d'archiver soigneusement. En effet, ces coordonnées tridimensionnelles constituent une mémoire de l'altitude absolue (ITRF2000) du sol en des dizaines de milliers de points, en l'absence de tout repère au sol. Par rapport au GPS qui nécessite des repères ou à l'interférométrie radar qui devient inopérante après quelques années (décorrélation, voir chapitre suivant), le GPS cinématique produit des données de géomorphologie précises utilisables éternellement pour peu que l'on sache passer d'un système de référence à l'autre dans le futur. L'acquisition massive de données GPS cinématique peut permettre à long-terme non seulement de mesurer de déformations du sol là où l'interférométrie SAR ne marche pas mais donne une référence absolue pour la forme fine de la surface terrestre dans la région considérée. Ces données seront en particulier essentielles en association des futurs modèles numériques de terrain métriques attendus à l'horizon 2010 à partir de satellites imageurs sub-métriques actuels et futurs.

## **2.12 ANNEXE 2.A**

### **2.12.1 Article soumis au CRAS, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Edition Spéciale Golfe de Corinthe):**

**Avallone, A.**, P. Briole, A.M. Agatza-Balodimiou, H. Billiris, O. Charade,  
C. Mitsakaki, A. Nercessian, K. Papazissi, D. Paradissis, G. Veis

*Analysis of eleven years of deformation measured by GPS in the  
Corinth Rift Laboratory area*

## **Analysis of eleven years of deformation measured by GPS in the Corinth Rift Laboratory area**

A. Avallone<sup>1</sup>, P. Briole<sup>1</sup>, A.M. Agatza-Balodimou<sup>2</sup>, H. Billiris<sup>2</sup>, O. Charade<sup>1</sup>, C. Mitsakaki<sup>2</sup>, A. Nercessian<sup>1</sup>, K. Papazissi<sup>2</sup>, D. Paradissis<sup>2</sup>, G. Veis<sup>2</sup>

1. Laboratoire de Sismologie, UMR CNRS 7580, Institut de Physique du Globe de Paris, 4 Place Jussieu, 75005 Paris, France

2. Department of Surveying Engineering, National Technical University of Athens, 15780 Athens, Greece

Correspondence: Pierre Briole, [briole@ipgp.jussieu.fr](mailto:briole@ipgp.jussieu.fr), tel.: 01 44 27 48 93

## **Abstract**

GPS (Global Positioning System) data collected in the Corinth rift during eleven campaigns between 1990 and 2001 provide velocities of 57 points with  $\sim 1.5$  mm/yr accuracy. Peloponnisos moves at 30 mm/yr to the N215°E with respect to a fixed Europe. Extension across the rift is accommodated in a narrow band off-shore. Its rate increases from east to west and is 16 mm/yr near Aigion. Both sides of the rift behave as clockwise rotating blocks with rates of  $7 \pm 0.5$  °/Myr and  $2.8 \pm 0.8$  °/Myr respectively for the northern and southern blocks. After removing block rotations, the northern block shows a N-S extension rate of  $120 \pm 50$  nstrain/yr, whereas the southern block indicates the internal deformation is still inside the error bar ( $< 20$  nstrain/yr). The strain accumulation across the major faults located along the southern coast of the Corinth gulf is less than 1 mm/yr. This implies long recurrence periods for large earthquakes on these faults.

*Keywords:* GPS, Corinth rift, extension, block rotations

## **Résumé**

Les données GPS collectées dans le rift de Corinthe au cours de onze campagnes de mesure entre 1990 et 2001 ont permis d'obtenir des vitesses pour 57 points avec une incertitude de  $\sim 1.5$  mm/an. Le Péloponnèse se déplace avec une vitesse de 30 mm/an en direction N215°E par rapport au système de référence Europe fixe. L'extension à travers le rift est accommodée dans une bande étroite en mer, dans le golfe. Le taux d'extension augmente d'est en ouest et est de 16 mm/an près d'Aigion. Les deux côtés du golfe de Corinthe se comportent comme des blocs intéressés par des rotations horaires dont les taux sont de  $7 \pm 0.5$  °/Ma et  $2.8 \pm 0.8$  °/Ma respectivement pour le bloc nord et le bloc sud. Après avoir retiré les rotations des blocs, le bloc nord montre une extension N-S de  $120 \pm 50$  nstrain/an, alors que le bloc sud indique que la déformation interne est encore dans la barre d'erreur ( $< 20$  nstrain/an). L'accumulation de la déformation à travers les failles majeures localisées le long de la côte sud du Golfe de Corinthe est inférieure à 1 mm/an. Cela implique pour ces failles des temps de chargement et récurrence longs (500-1000 ans) pour les séismes de magnitude 6.5 à 7 s'y produisant.

*Mots clé:* GPS, Rift de Corinthe, extension, rotations de blocs

## **Résumé étendu**

Depuis 1990, un réseau GPS a été installé et progressivement étendu dans le Golfe de Corinthe pour connaître précisément les déformations tectoniques dans ce rift. Ce réseau GPS s'insère dans des réseaux géodésiques installés à plus grande échelle [6, 7] et densifie localement ces réseaux (Figure 1) [5]. Les données GPS collectées lors de onze campagnes effectuées entre 1990 et 2001 ont été calculées de manière homogène à l'aide des logiciels GAMIT [11] et GLOBK [10]. De trois à onze stations GPS permanentes situées en Europe centrale et nord ont été utilisées afin de lier notre réseau à l'ITRF2000. Les séries temporelles de coordonnées, obtenues pour 57 points (Figure 2), donnent une vision précise de la déformation à travers le rift avec des incertitudes sur les vitesses inférieures à 1.5 mm/an (Figure 3). L'extension à travers le rift augmente d'est en ouest (Figure 4). Elle passe de 11 mm/an au niveau de Xilokastro à 16 mm/an à l'ouest d'Aigion. La partie centrale du rift, en mer, absorbe la quasi-totalité de la déformation, dans une bande qui peut avoir moins de 10 Km de large ainsi que le montrent les vecteurs dans la région d'Aigion. Les blocs sud et nord sont affectés de mouvements de rotations rapides dans le sens horaire que les résultats GPS permettent de quantifier précisément (Figure 3 et 4). Dans le référentiel « Péloponnèse fixe », le premier (bloc sud) pivote de  $2.8 \pm 0.8$  °/Ma autour d'un pôle de rotation situé dans le Golfe de Corinthe vers  $38.28^{\circ}\text{N } 22.19^{\circ}\text{E}$ . Dans ce même référentiel, le second (bloc nord) pivote de  $7 \pm 0.5$  °/Ma autour d'un pôle de rotation situé vers  $38.37^{\circ}\text{N } 23.37^{\circ}\text{E}$ . Par rapport à l'Europe fixe, ce même bloc pivote autour d'un pôle de rotation situé vers  $39.25^{\circ}\text{N } 20.92^{\circ}\text{E}$ . Compte tenu du nombre de données utilisées et de leur précision nos déterminations des pôles et vitesses de rotation sont plus précises que les estimations proposées précédemment [8, 9, 12, 17]. Après avoir retiré les rotations, le bloc nord montre un taux d'extension N-S significatif, de l'ordre de  $120 \pm 50$  nstrain/an (Figure 5). En revanche, le bloc sud, fait exception de la région de Psathopirgos à l'extrémité ouest du rift, présente une déformation interne encore très faible par rapport à la barre d'erreur ( $< 20$  nstrain/an) (Figure 5). Les taux de déformation y sont inférieurs à 1 mm/an. Ceci implique pour les failles bordières sud du golfe de Corinthe des temps de chargement et de récurrence longs (500-1000ans) pour les séismes de magnitude 6.5 à 7 s'y produisant.

## **1. Corinth Rift Laboratory GPS network**

The Corinth rift is one of the most seismically active areas in Europe. Several detailed studies of this asymmetric graben have been carried out combining tectonic, geodetic and seismological approaches (e.g. [2, 5, 16, 17]). The main active structures of the rift are north dipping faults, some clearly visible

along the southern coast of the Gulf of Corinth, the rest located off-shore in the central part of the rift. Several large earthquakes occurred in the Gulf of Corinth in the historical times and four earthquakes of magnitude larger than 6 occurred during the 20<sup>th</sup> century. The first geodetic results recognising the Gulf of Corinth as an area with unusually high strain rate were based on the comparison of GPS data with classical geodetic data collected one century earlier [4]. The Corinth rift GPS network is part of a large GPS network set up in Greece by several research teams [5, 6, 7]. It includes approximately 50 first order points [5] measured at least three times (four hours sessions or more) in a given campaign. In addition, the network includes approximately 150 second order points measured typically one or two times during two hours in at least one campaign. It covers about 100 x 80 km<sup>2</sup>, which corresponds to an average density of 1 point per 5 km<sup>2</sup> allowing a rather good sampling of the main active faults. The “core network” (Figure 1) includes the first order points as well as the second order points observed at least twice during the eleven field surveys.

## **2. Data and data processing**

Eleven GPS campaigns were carried out from 1990 to 2001. Two of these (November 1992 and June 1995) took place after the  $M_s=5.9$ , November 18, 1992, Galaxidi and the  $M_s=6.2$ , June 15, 1995, Aigion earthquakes. All data were processed using the version 10.0 of the GAMIT software [11] and the same processing strategies. We used IGS (International GPS Service) precise orbits and the GPS data from three to eleven surrounding IGS stations (Table 1) to tie our network to ITRF2000 (International Terrestrial Reference Frame) [1]. No ambiguity fixing was allowed for baselines longer than 100 km, in other words between points in the network and the IGS sites. The average percentage of ambiguities fixed in the network is ~85%. The coordinates for each single campaign were obtained by combining the daily solutions using version 10.0 of the GLOBK/GLORG software [10]. In order to achieve this, a 7-parameters Helmert transformation was applied and its parameters were estimated using the subset of IGS stations included in the computations. Since the IGS stations are well defined in the ITRF2000, these parameters were used for the combinations of the daily solutions. Given the size of the network, the main sources of errors in our final results are the centring of the antennas for the horizontal components, and the antenna heights and troposphere modelling for the vertical component. Only the horizontal solutions are reported here. Figure 2 (left) shows the time series of the coordinates obtained at four points. Points A and G, located away from the main active faults (Figure 1), are not affected by the 1995 earthquake. The absolute velocity of those points is the slope of the coordinates

time series obtained by least squares adjustment. For those and the other points located away from the 1995 epicentre this method was found to provide a more realistic uncertainty estimation than the one based on the use of both GAMIT [11] and GLOBK [10]. Figure 2 (right) shows the residuals after removing the absolute velocity. The averaged uncertainties of the velocity vectors for the whole set of points provide a global estimate of the accuracy of the solution, which is of the order of  $\pm 1.5$  mm/yr. The spatial consistency of the velocity field (analysed in the following sections) supports this figure.

### **3. Co-seismic deformation**

Points C and E are located close to the epicentre of the June 15, 1995, Aigion earthquake (Figure 1). Their time series (Figure 2, left) indicate an offset at that epoch. For those and 15 other points located close to the epicentre, a co-seismic offset estimated together with the absolute velocity. In combination with seismic and tectonic data those co-seismic movements were used to infer the location and characteristics of the fault of the 1995 earthquake [3, 5]. The best fitting model is a relatively low angle north dipping fault (dip  $\sim 35^\circ$ ) located in the central part of the rift approximately 3 km north of the Aigion fault between 3 and 9 km depth. The moderate co-seismic deformation measured at point D and other points along the southern coast of the Gulf near Aigion are the prominent data constraining the upper limit of the rupture at a depth of  $\sim 3$  km. This showed that the uppermost part of the crust inside the Gulf of Corinth did not rupture during this event and might therefore behave not in a brittle-elastic manner but rather as a plastic material deforming continuously [5].

### **4. “Long term” deformation**

We call “long term” deformation the velocity field remaining after removing the offset produced by the 1995 earthquake at the sites where this offset is observed (thus larger than  $\sim 5$ mm). Since the time window of our observations is much shorter than the recurrence time of large earthquakes in the Gulf of Corinth, the present solution might be considered not quite representative of the long term. However, the consistency between our velocity field and that found over 100 years [3] and the absence of significant change in the slopes of the coordinates time series before and after the 1995 earthquake support the assumption of a stationary velocity field. The velocities (Figure 3, Table 2) are expressed in the “fixed Europe” reference frame defined by Nocquet et al. (2001) [15] (i.e. after removing from the

absolute velocities of our points the theoretical velocity of Europe with respect to the ITRF). North of the gulf, and from west to east the gradually increasing velocities indicates a clockwise rotation of this domain. The location of the pole of rotation, obtained by a least squares adjustment, is shown in the inset of Figure 3. Nevertheless, the main velocity gradient is the extension across the Gulf of Corinth. This is more clearly depicted in a “Peloponnisos fixed” reference frame (Figure 4), which is defined by minimising the velocities in Peloponnisos. The extension of the rift of Corinth is located almost entirely offshore and increases from east to west. The extension rate estimated here is not significantly different from the one found in previous work [5, 6], but it is better resolved due to the larger amount of data, the longer time interval of GPS observations, and the homogeneous data processing. A moderate clockwise rotation of Peloponnisos is observed. The corresponding pole of rotation is shown in the inset of Figure 4 as well as the pole of rotation of the northern side of the gulf with respect to the Peloponnisos. Figure 5 shows the residual vectors after the off-shore extension across the rift and the block rotations have been removed. For each side of the gulf, the residual vectors contain a possible signal of internal deformation, discussed in the next section, plus a noise corresponding to the errors in the observations. The average estimation of the  $\pm 1.5$  mm/yr r.m.s. error for the velocity vectors, obtained from the temporal analysis, is confirmed by the low value of the residuals and their spatial consistency. In the Peloponnisos, except of point CA, which is probably affected by a landslide and points J and N discussed later, all other points behave in a very consistent way.

## 5. Discussion

The GPS velocities show that the extension is almost entirely accommodated off-shore in the internal part of the rift in a band as narrow as 10 km near Aigion. The extension rate measured over eleven years is  $\sim 11$  mm/yr to the N185°E in the central part of the rift (Xilokastro) and  $\sim 16$  mm/yr to the N185°E in its western part (Aigion) (Figure 4). To the west, two points (J, N) located on the southern block have velocity vectors intermediate between the ones expected for the southern and northern blocks, and suggest that part of the extension occurs on the Psathopirgos fault or south of it. Both southern and northern blocks behave as small rigid tectonic units affected by rotation rates,  $7 \pm 0.5$  °/Myr for the northern block,  $2.8 \pm 0.8$  °/Myr for the southern block (Table 3). The pole of rotation of the northern block with respect to fixed Europe is located at 39.25°N 20.92°E (Figure 3). The pole of rotation of the same block with respect to Peloponnisos is located at 38.37°N 23.37°E (Figure 4) near the junction of the north eastern termination of the rift and the southern termination of the North

Anatolian fault. With respect to “fixed Europe” [15], Peloponnisos moves at 30 mm/yr towards N215°E, a value in good agreement with that obtained from larger scale surveys [14]. In the “Peloponnisos fixed” reference system (Figure 4), the vectors on the southern block indicate a clockwise rotation of Peloponnisos with respect to a pole located near Aigion, at the centre north of the block at 38.28°N 22.19°E. Given the number of the velocity data used and their accuracy, this estimate of the rotation rate for Peloponnisos is more reliable than the previous ones based on paleo-magnetic data [12], inferred from broken block rotation models [18], or on fewer and less accurate geodetic data [8, 13]. The fact that the Corinth rift opens more rapidly in the west than in the east indicates that the east tends to follow the southwest motion of Evia and Peloponnisos, whereas at the northwest side of the rift is attached to the Apulia-Adriatic micro-plate and the northern Greece [18]. The rates of blocks rotations as well as the location of the poles are consistent with this simple model. Further extension of the existing GPS network to the west end of the rift will improve the present understanding of the processes occurring at the junction between the Corinth rift and the western Hellenic arc.

After removing the block rotations, the residuals show the northern side of the rift internally deforming at a relatively slow N-S rate of  $\sim 120 \pm 50$  nstrain/yr (Figure 5). The internal deformation of the southern part of the rift is less than 20 nstrain/yr, a result in good agreement with previous estimates based on tectonic and seismological analysis [2, 13]. The slow rate of deformation across the major faults of the southern part of the Gulf ( $< 1$  mm/yr) implies long recurrence periods for large earthquakes ( $M_s=6.5$  to 7) on these faults, 500-1000 years or more. Therefore, the smaller structures located in the inner part of the rift (like the 1995 fault) accommodate most of the rift extension probably with relatively frequent earthquakes of lower magnitude ( $M_s=5.5$  to 6.5).

## 6. Acknowledgements

Since 1990 this work was supported by several French, Greek and European projects. The most recent are the EU projects SING (ENV4-CT97-0519) and CORSEIS (EVG1-CT99-00002) and the French “GDR Corinthe”. Several tens of people participated to the eleven tiring GPS campaigns: we are grateful to all of them. We thank Christophe Vigny and an anonymous reviewer for helpful comments and suggestions.

## References

- [1] Z. Altamimi, P. Sillard, C. Boucher, ITRF2000: A new release of the international terrestrial reference frame for Earth science application, *J. Geophys. Res.* 107 (2002) 2214, doi:10.1029/2001JB000561.
- [2] R. Armijo, B. Meyer, G. King, A. Rigo, D. Papanastassiou, Quaternary evolution of the Corinth rift and its implications for the late Cenozoic evolution of the Aegean, *Geophys. J. Int.* 126 (1996) 11-53.
- [3] P. Bernard, P. Briole, B. Meyer, H. Lyon-Caen, J.-M. Gomez, C. Tiberi, C. Berge, R. Cattin, D. Hatzfeld, C. Lachet, B. Lebrun, A. Deschamps, F. Courboux, C. Laroque, A. Rigo, D. Massonnet, P. Papadimitriou, J. Kassaras, D. Diagourtas, K. Makropoulos, G. Veis, E. Papazisi, C. Mitsakaki, V. Karakostas, P. Papadimitriou, D. Papanastassiou, G. Chouliaras, G. Stavrakakis, The Ms=6.2, June 15, 1995 Aigion Earthquake (Greece): Evidence for Low Angle Normal Faulting in the Corinth Rift, *J. Seismol.* 1 (1997) 131-150.
- [4] H. Billiris, D. Paradissis, G. Veis, P. England, W. Featherstone, B. Parsons, P. Cross, P. Rands, M. Rayson, P. Sellers, V. Ashkenazi, M. Davison, J. Jackson, N. Ambraseys, Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988, *Nature* 350 (1991) 124-129.
- [5] P. Briole, A. Rigo, H. Lyon-Caen, J.C. Ruegg, K. Papazissi, C. Mitsakaki, A. Balodimou., G. Veis, D. Hatzfeld, A. Deschamps, Active deformation of the Corinth rift, Greece: results from repeated Global Positioning System surveys between 1990 and 1995, *J. Geophys. Res.* 105 (2000) 25605-25625.
- [6] P.J. Clarke, R.R. Davies, P.C. England, B. Parsons, H. Billiris, D. Paradissis, G. Veis, P.A. Cross, P.H. Denys, V. Ashkenazi, R. Bingley, H.G. Kahle, M.V. Muller, P. Briole, Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989-1997, *Geophys. J. Int.* 135 (1998) 195-214.
- [7] M. Cocard, H.G. Kahle, Y. Peter, A. Geiger, G. Veis, S. Felekis, D. Paradissis, H. Billiris, New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: recent results inferred from GPS measurements (1993- 1998) across the West Hellenic Arc, Greece, *Earth Planet. Sci. Lett.* 172 (1999) 39-47.
- [8] C.E. Duermeijer, M. Nyst, P. Th. Meijer, C.G. Langeries, W. Spakman, Neogene evolution of the Aegean arc: paleomagnetic and geodetic evidence for a rapid and young rotation phase, *Earth Planet. Sci. Lett.* 176 (2000) 509-525.
- [9] M. Goldsworthy, J. Jackson, J. Haines, The continuity of active fault systems in Greece, *Geophys. J. Int.* 148 (2002) 596-618.
- [10] T.A. Herring, GLOBK: Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program version 4.1, Mass.

Inst. of Technol., Cambridge, 1998.

[11] R.W. King, Y. Bock, Documentation for the GAMIT analysis software, release 9.7, Mass. Inst. of Technol., Cambridge, 1998.

[12] C. Kissel, C. Laj, The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction, *Tectonophysics* 146 (1988) 183-201.

[13] X. Le Pichon, N. Chamot-Rooke, S. Lallemand, R. Noomen, G. Veis, Geodetic Determination of the Kinematics of Central Greece with Respect to Europe: Implications for Eastern Mediterranean Tectonics, *J. Geophys. Res.* 100 (1995) 12675-12690.

[14] McClusky, S., S. Balassanian, A. Barka, C. Demir, S. Ergintav, I. Georgiev, O. Gurkan, M. Hamburger, K. Hurst, H. Kahle, K. Kastens, G. Kekelidze, R. King, V. Kotsev, O. Lenk, S. Mahmoud, A. Mishin, M. Nadariya, A. Ouzounis, D. Paradissis, Y. Peter, M. Prilepin, R. Reilinger, I. Sanli, H. Seeger, A. Tadeleb, M.N. Toksöz, G. Veis, Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.* 105 (2000) 5695-5719.

[15] J.-M. Nocquet, E. Calais, Z. Altamimi, P. Sillard, C. Boucher, Intraplate deformation in western Europe deduced from an analysis of the ITRF-97 velocity field, *J. Geophys. Res.* 106 (2001) 11239-11258.

[16] A. Rietbrock, C. Tiberi, F. Scherbaum, H. Lyon-Caen, Seismic slip on a low angle normal fault in the Gulf of Corinth: evidence from high resolution cluster analysis of microearthquakes, *Geophys. Res. Lett.* 14 (1996) 1817-1820.

[17] A. Rigo, H. Lyon-Caen, H., R. Armijo, A. Deschamps, D. Hatzfeld, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, I. Kassaras, A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large scale normal faulting mechanisms, *Geophys. J. Int.* 126 (1996) 663-688.

[18] T. Taymaz, J. Jackson, D. McKenzie, Active Tectonics of the North and Central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.* 106 (1991) 433-490.

## Figure captions

Figure 1: The Corinth Rift GPS core network [5]. Dots also belong to the “Central Greece” network [6]. Segmented lines are the main active faults. Epicentre locations and focal mechanisms of the major recent earthquakes are drawn.

Figure 1: Le réseau GPS de premier ordre du rift de Corinthe [5]. Les points ronds appartiennent aussi au réseau “Grèce centrale” [6]. Les traits segmentés sont les failles actives majeures. L’emplacement des hypocentres et les mécanismes au foyer des plus gros séismes récents sont indiqués.

Figure 2: (Left) Temporal change of the ITRF2000 coordinates of points A, C, E and G. The velocity is estimated by least squares adjustment of the time series. For C and E, located close to the 1995 epicentre, a co-seismic offset has been estimated in addition to the velocity assumed unchanged after the earthquake. The same procedure was applied to estimate the velocity of all points and, when appropriate, the 1995 co-seismic displacements. (Right) Residuals after velocities and co-seismic offsets have been removed.

Figure 2: (Gauche) Variation temporelle des coordonnées, exprimées dans l’ITRF2000, des points A, C, E et G. La vitesse est estimée par un ajustement par moindres carrés des séries temporelles. Pour les points C et E, situés près de l’épicentre du séisme de 1995, un décalage co-sismique a été estimé. La vitesse a été supposée inchangée après le séisme. La même procédure a été appliquée pour déterminer la vitesse de tous les points et, quand nécessaire, les déplacements co-sismiques de 1995. (Droite) Résidus après soustraction des vitesses et des décalages co-sismiques.

Figure 3: Velocities deduced from the eleven GPS surveys carried out between 1990 and 2001 plotted in a “fixed Europe” reference frame [15]. The pole of rotation of the Central Greece block with respect to “fixed Europe” is shown in inset. Its coordinates and rotation rate are in Table 3.

Figure 3: Vitesses déduites des onze campagnes GPS organisées entre 1990 et 2001. Le champ de vitesse est tracé dans un référentiel Europe fixe [15]. Le pôle de rotation du bloc de la Grèce centrale est montré en insert. Les coordonnées et la vitesse de rotation de ce pôle sont indiquées en Table 3.

Figure 4: Same as Figure 3, but the vectors are in a “Peloponnisos fixed” reference frame defined by minimising the velocities of the points located in Peloponnisos. The poles of rotation of the northern and southern blocks in this reference frame are shown in inset. Their coordinates and rotation rates are in Table 3.

Figure 4: Le champ de vitesse est défini dans un référentiel « Péloponnèse fixe », défini par la minimisation des vitesses des points situés dans le bloc sud. Les pôles de rotation des blocs nord et sud dans ce référentiel sont montrés en insert. Les coordonnées et les vitesses de rotation des ces pôles sont indiquées en Table 3.

Figure 5: Residual velocities after removing the block rotations (each side of the rift must be seen independently). A small N-S extension ( $120 \pm 50$  nstrain/yr) exists inside the northern block.

Figure 5: Vitesses résiduelles obtenues après avoir retiré les rotations des blocs (chaque côté du rift doit être considéré indépendamment). On observe une faible mais significative extension N-S ( $120 \pm 50$  nstrain/an) à l'intérieur du bloc nord.

## Table captions

<b>Site</b>	<b>Long.</b>	<b>Lat.</b>	<b>Time Interval</b>
	(deg.)	(deg.)	(yr)
ANKR	32.76	39.89	1995-2001
GRAZ	47.07	15.49	1992-2001
JOZE	52.10	21.03	1994-2001
KOSG	52.18	05.81	1992-2001
MATE	16.70	40.65	1992-2001
METS	60.22	24.40	1992-1997
NICO	33.40	35.14	1999-2001
ONSA	57.40	11.93	1991-2001
PENC	19.28	47.60	1999-2001
SOFI	23.40	42.56	1999-2001
ZIMM	07.47	46.88	1994-2001

Table 1: IGS stations used to tie the network to ITRF2000.

Table 1: Stations IGS utilisées pour connecter le réseau à l'ITRF2000.

<b>Site</b>	<b>Long.</b>	<b>Lat.</b>	<b>No<sup>a</sup></b>	<b>Time Interval</b>	<b>V e</b>	<b>V n</b>	<b>? n</b>	<b>? n</b>
	(deg.)	(deg.)		(yr)	(mm/yr)	(mm/yr)	(mm/yr)	(mm/yr)
A	22.40	38.64	9	1990-2001	-4.7	-11.6	0.7	1.0
B	22.26	38.47	9	1990-2001	-8.2	-8.0	1.6	2.1
C	22.18	38.32	10	1990-2001	-10.6	-11.7	1.6	2.4
C216	22.13	38.36	3	1991-2001	-14.7	-12.8	---	---
C075	22.24	38.36	4	1991-2001	-11.8	-14.2	3.0	1.2
CA	22.44	38.08	3	1993-2001	-14.6	-17.1	0.3	1.5
CB	22.44	38.01	2	1993-2001	-12.2	-23.7	1.3	0.8
CC	22.43	37.96	3	1993-2001	-11.5	-24.4	0.1	0.5
CD	22.43	37.85	4	1992-1995	-7.5	-25.1	3.9	1.3
CE	22.56	38.08	3	1993-2001	-14.8	-24.7	2.5	0.3
CF	22.54	38.05	2	1993-2001	-11.2	-20.1	0.1	0.9
CG	22.64	38.01	3	1993-1997	-12.8	-23.2	1.0	1.3
CH	22.62	37.97	5	1993-2001	-13.5	-24.8	1.5	0.8
CI	22.73	37.98	2	1993-1995	-13.0	-25.6	---	---
CJ	22.73	37.86	2	1993-1995	-13.6	-27.1	---	---
CK	22.86	37.89	3	1993-1997	-12.4	-24.2	0.2	0.2
CL	22.85	38.03	2	1993-1995	-13.7	-20.8	---	---
CM	22.96	38.22	3	1993-1997	-14.6	-17.9	1.7	0.6
CN	22.94	38.29	3	1993-1997	-10.2	-20.5	4.7	0.3
CP	22.81	38.34	5	1993-2001	-10.8	-16.7	1.0	1.4
CQ	22.87	38.43	5	1993-2001	-9.9	-17.7	0.5	0.8
CR	22.72	38.32	2	1993-1995	-13.1	-18.9	---	---
CR89	22.68	38.37	2	1993-2001	-10.1	-13.9	---	---
CS	22.56	38.49	4	1993-2001	-8.3	-12.9	0.1	0.5

CT	22.39	38.38	8	1992-2001	-9.0	-11.5	1.7	6.1
CT499	22.27	38.39	3	1993-2001	-10.8	-12.5	---	---
CU	22.28	38.35	5	1992-2001	-12.7	-10.9	5.7	4.1
CV	22.82	38.26	2	1993-1995	-7.4	-15.1	---	---
D	22.13	38.24	10	1990-2001	-7.6	-22.9	2.6	2.2
D004	22.06	38.28	4	1993-2001	-8.4	-18.6	2.6	5.8
DION	23.93	38.08	5	1995-2001	-11.8	-25.5	0.3	1.9
E	22.10	38.19	10	1990-2001	-10.5	-21.9	2.4	1.9
F	22.07	38.15	7	1990-2001	-12.0	-20.1	0.9	1.9
G	21.95	38.07	10	1990-2001	-12.2	-21.8	0.7	0.6
H	21.98	38.53	3	1991-2001	-7.8	-5.6	1.2	1.5
I	21.90	38.44	5	1991-2001	-9.6	-5.8	1.5	1.1
J	21.85	38.34	3	1991-2001	-6.7	-11.4	1.6	1.5
K	21.89	38.26	5	1991-2001	-9.4	-21.6	2.1	1.3
L	21.81	38.10	3	1991-2001	-11.5	-21.0	0.4	0.3
M	22.02	38.41	4	1991-2001	-10.4	-8.7	0.8	4.5
N	21.94	38.33	4	1991-2001	-8.3	-18.2	0.1	0.2
N730	21.94	38.30	2	1991-2001	-8.9	-21.1	---	---
O	22.11	38.39	3	1991-2001	-9.5	-11.2	0.4	2.7
O106	22.07	38.37	3	1991-2001	-13.1	-11.3	---	---
P	22.03	38.26	3	1991-1995	-10.0	-22.7	---	---
P226	22.01	38.28	4	1991-2001	-6.7	-23.0	1.4	3.2
Q	21.97	38.23	4	1991-2001	-12.4	-22.2	1.0	0.8
R	21.95	38.19	4	1991-2001	-8.9	-25.3	1.2	0.3
S	22.41	38.41	6	1991-2001	-9.0	-11.9	2.7	1.0
T	22.24	38.18	7	1991-2001	-9.6	-22.6	0.5	0.9
TR	22.35	37.52	3	1993-1997	-10.9	-22.4	0.5	0.4
U	22.19	38.13	7	1991-2001	-9.6	-22.8	1.0	0.8
U815	22.14	38.15	2	1995-2001	-11.7	-22.7	---	---
V	22.58	38.40	7	1991-2001	-9.1	-13.6	0.9	1.0
W	22.59	38.30	4	1991-2001	-10.8	-14.4	0.4	1.3
X	22.38	38.14	9	1991-2001	-11.5	-24.2	0.8	0.7
Y	22.56	38.10	4	1991-2001	-9.9	-23.2	0.6	0.2
Z	22.37	38.05	2	1993-2001	-10.0	-23.5	0.4	2.2

Table 2: Approximate coordinates, observations interval, velocities and formal uncertainties of the GPS points of the Corinth rift network. The velocities are expressed in the "fixed Europe" reference frame [15]. Uncertainties are estimated using the average scatter of the residuals of a linear regression. They are estimated only for points observed at least three times. For the points near the 1995 epicentre uncertainties are estimated only when at least three epochs of observations exist before or after the event. <sup>a</sup>: Number of epochs of measurements.

Table 2 : Cordonnées approchées, intervalles d'observations, vitesses et incertitudes des points GPS du réseau du rift de Corinthe. Les vitesses sont exprimées dans le référentiel "Europe fixe" [15]. Les incertitudes sont estimées en utilisant l'écart moyen entre les coordonnées et la régression linéaire. Ces mêmes incertitudes sont estimées seulement pour les points mesurés au moins 3 fois. Pour les points

situés près de la région épiscopentrale du tremblement de terre de 1995, elles sont estimées seulement quand au moins trois époques d'observations existent avant ou après le séisme. <sup>a</sup>: Nombre d'époques des observations.

Code	Rotation pole	Longitude	Latitude	Rate
a	CG % Eur	20.92	39.25	$7 \pm 0.5 \text{ } ^\circ \text{ Myr}^{-1}$
b	CG % Pel	23.37	38.37	$7 \pm 0.5 \text{ } ^\circ \text{ Myr}^{-1}$
c	Pel % Pel	22.19	38.28	$2.8 \pm 0.8 \text{ } ^\circ \text{ Myr}^{-1}$

Table 3: Coordinates and angular velocities of the three poles of rotation plotted in Figure 3 (a) and Figure 4 (b and c) [CG = Central Greece; Eur = fixed Europe; Pel = Peloponnisos].

Table 3: Coordonnées et vitesses angulaires obtenues pour les trois pôles de rotation indiqués en Figure 3 (a) et Figure 4 (b et c) [CG = Grèce Centrale; Eur = Europe fixe; Pel = Péloponnèse].

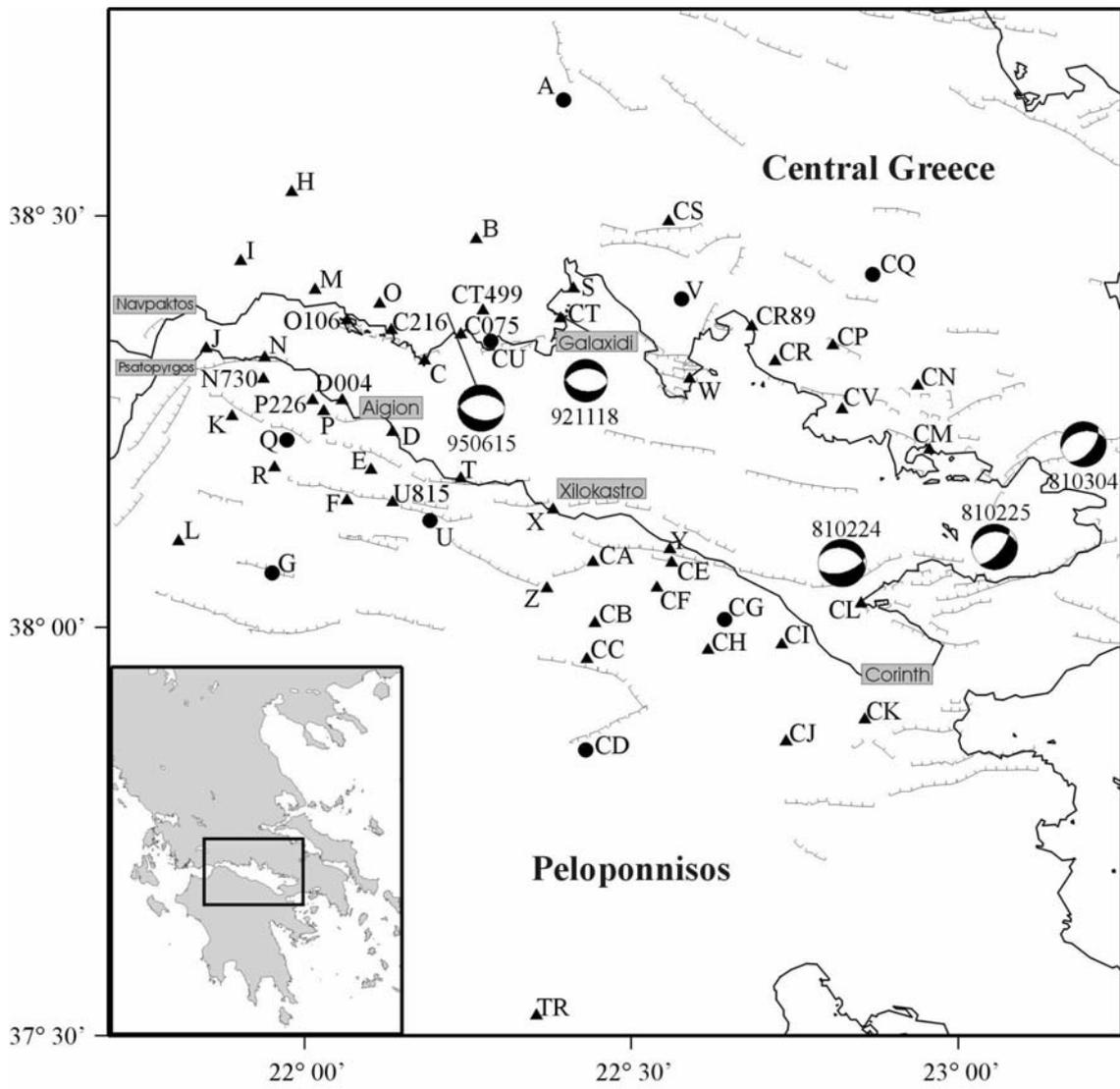


Figure 1

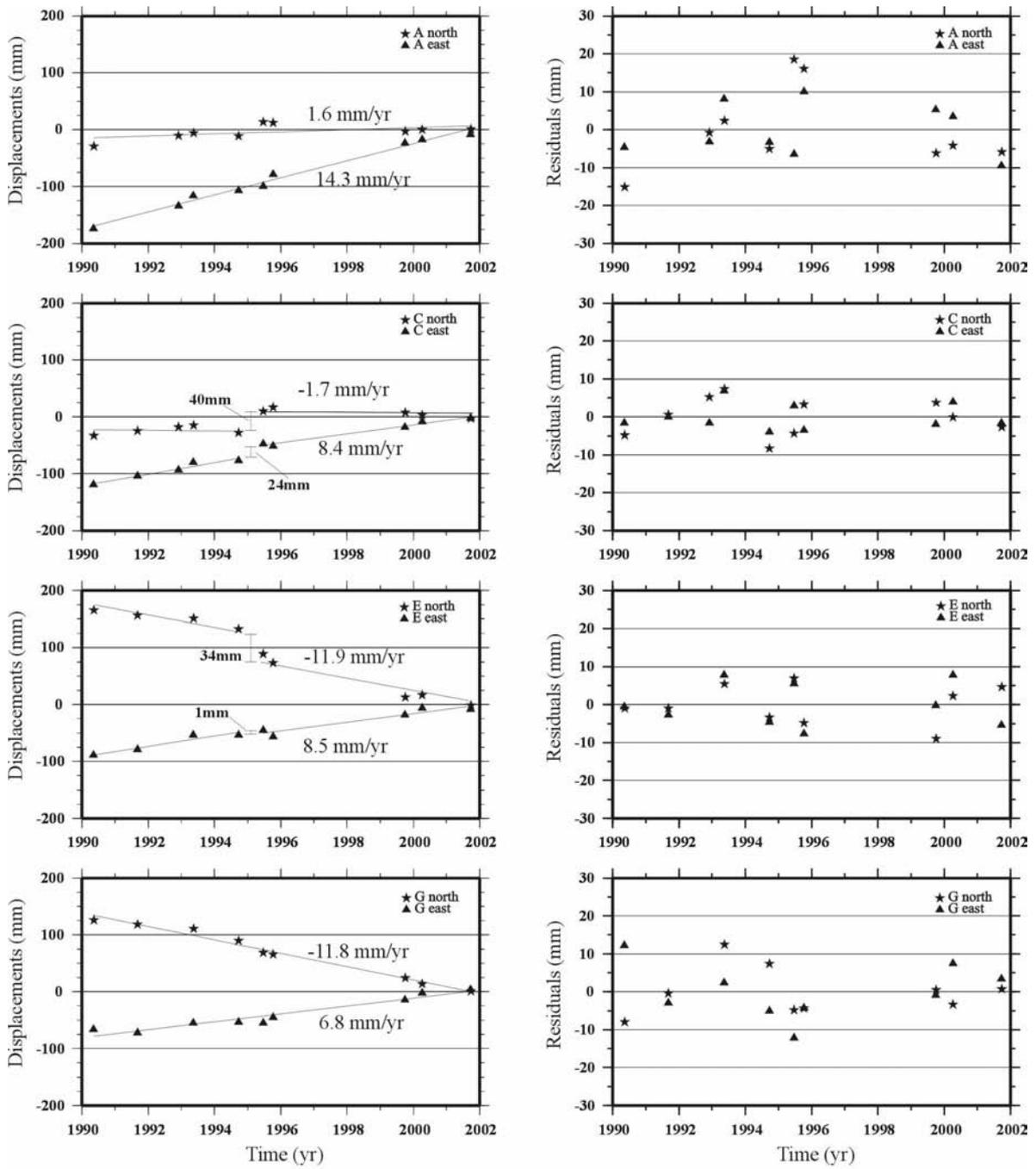


Figure 2

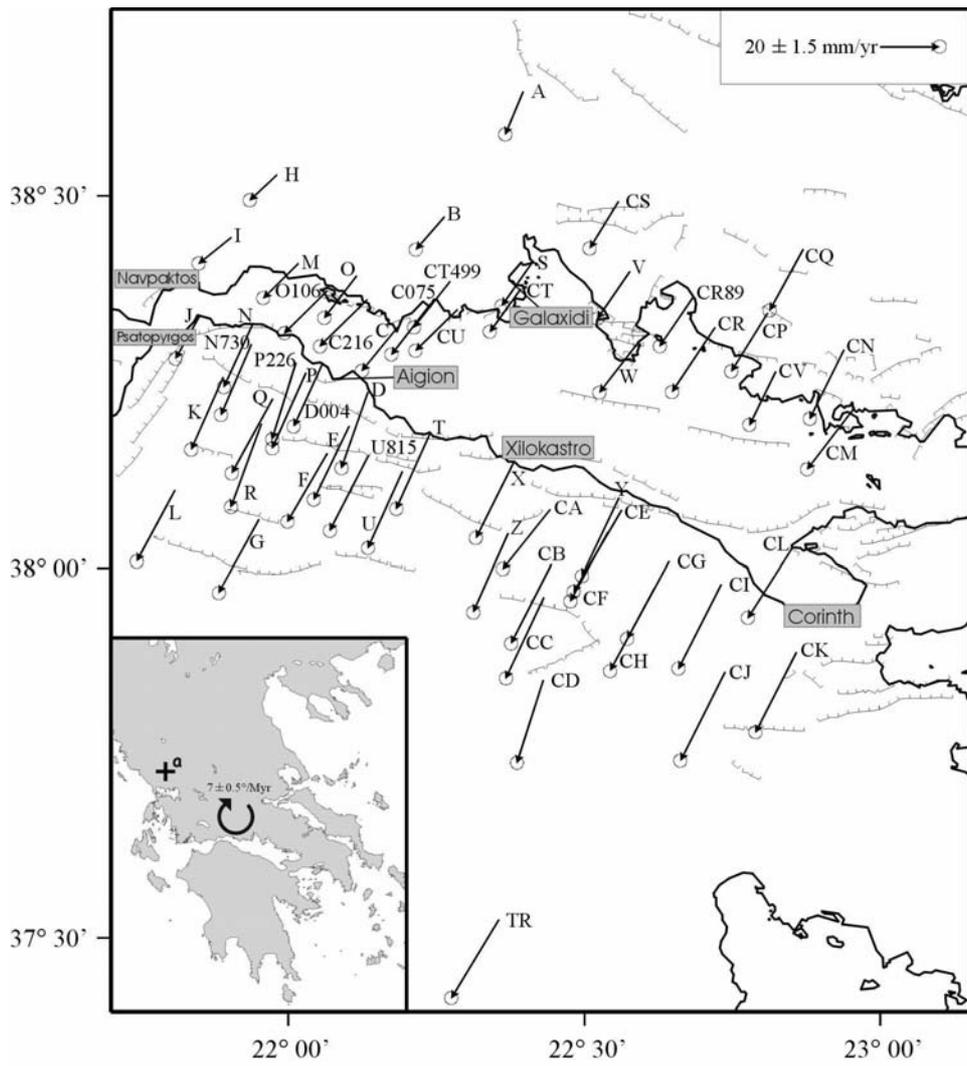


Figure 3

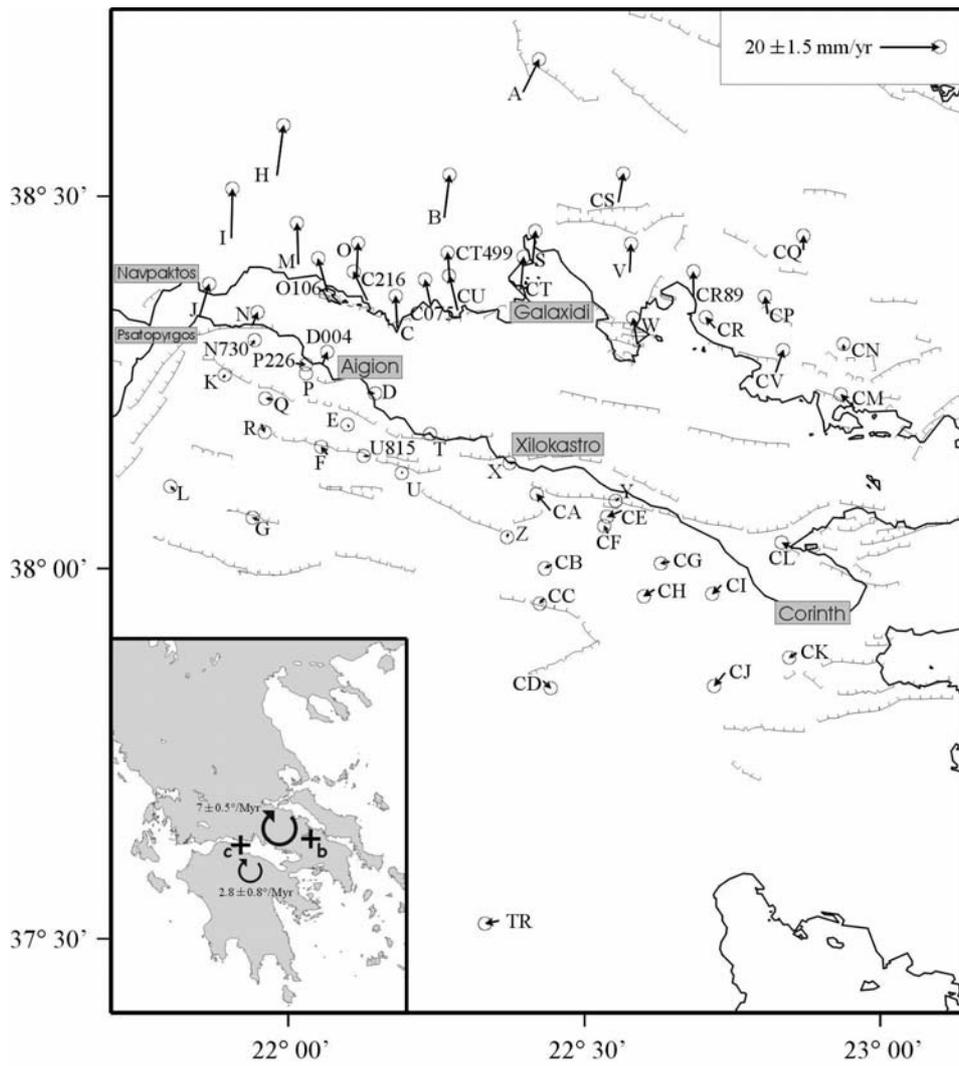


Figure 4

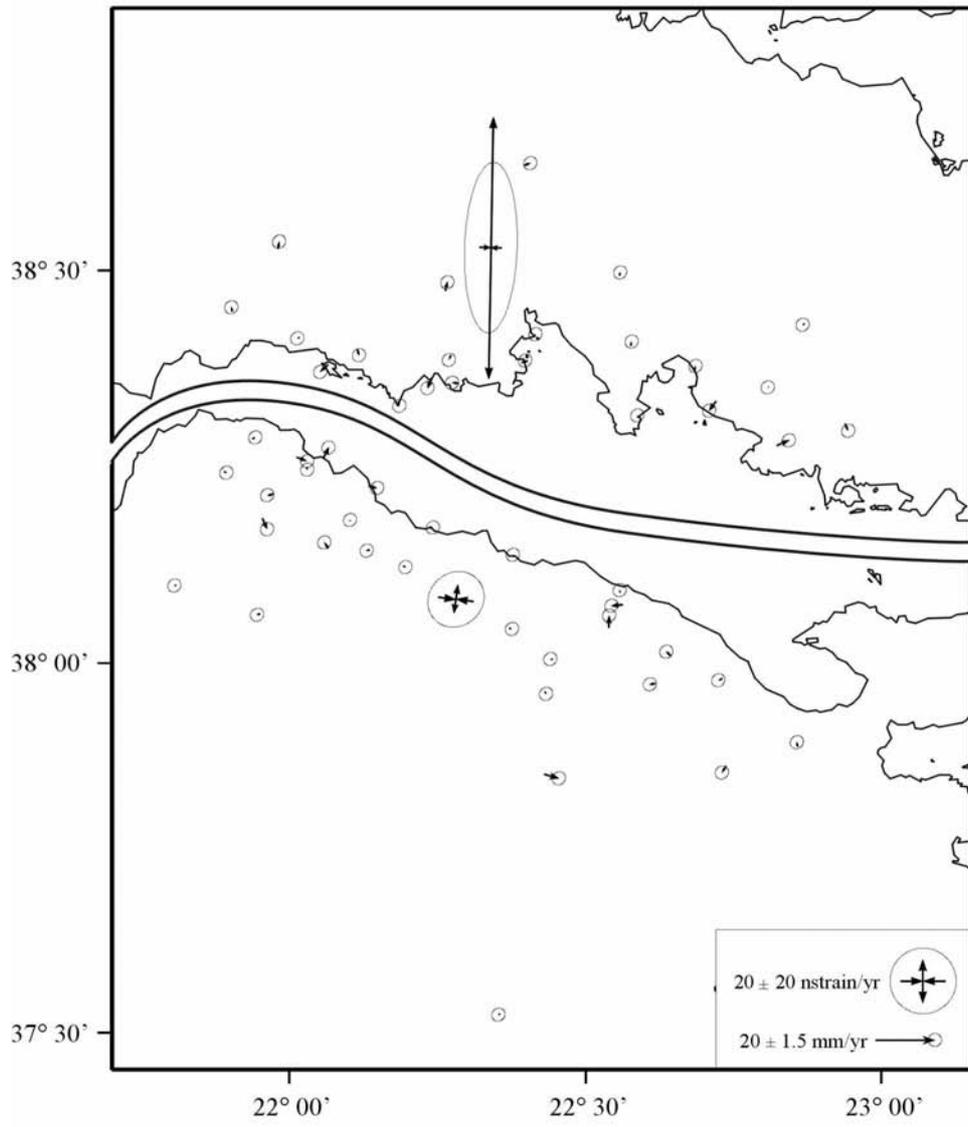


Figure 5

## **2.13 ANNEXE 2.B**

### **Exemple de fiche descriptive d'un point GPS**

## FICHE DESCRIPTIVE - RESEAU GOLFE DE CORINTHE

C000

Psaromita

n°:0250-0

38° 19' 26" N

22° 11' 02" E

102 m

Carte : AMIGDALEA 1/50.000

Point	Azimut et distance		Type de repère	Observations
0250-0			pilier ? 101 [18]	Macaron en place
0250-1	N 46	5.72 m	RBPM dans roche	
0250-2	N 136	9.10 m	Clou à tête hémisphérique	
0250-3	N 306	6.79 m	Clou à tête hémisphérique	
0250-4			RBPM dans roche	pied du pilier
0250-5	N 20	269 m	RBPM dans roche	
0365-0			pilier ?????????	
0278-0			pilier ???????	

Accès: Sur la route de Nafpaktos à Itea, après Agios Nikolaos, prendre un chemin en terre sur la droite au niveau où la ligne électrique traverse la route (pancarte). L'embranchement est au km 48.2 de la route.



**Fig. 2.43:** Photo du pilier du point C000.

**Fig. 2.43:** Photo of pilar of the point C000.

## FICHE DESCRIPTIVE - RESEAU GOLFE DE CORINTHE

P226

Selianitika

n°: 0290-0

38° 16' 34" N

22° 00' 46" E

227 m

Carte : AMIGDALEA 1/50.000

Point	Azimut et distance	Type de repère	Observations
0290-0		pilier ????????	



**Fig. 2.44:** *Photo du point P226.*

**Fig. 2.44:** *Photo of the point P226.*

## **2.14 ANNEXE 2.C**

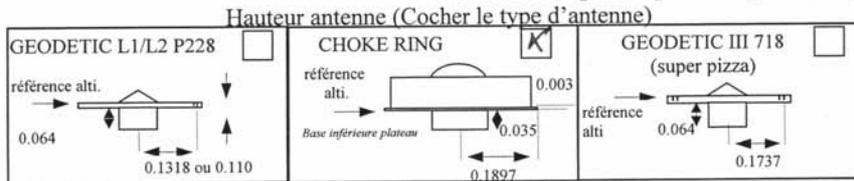
### **2.14.1 Exemple de fiche de campagne**

CAMPAGNE GRECE 2001

Station		Session		
CODE Station (4 caractères):	K001	Jour de l'année	266 → 268	
Nom de station:	PITIS4	Date début	23.09.01	25/09/01
Repère	PILIER / 27.21	Jour de la semaine	SUNDAY	
Latitude:	38.15.25N	HEURE TU	Prévu	Réalisé
Longitude:	22 53' 21" E	Début (hh : mn)	08 <sup>h</sup> 00	08 <sup>h</sup> 20
Altitude:	1084 m	Fin (hh : mn)	10 <sup>h</sup> 00	

Opérateurs		Instrumentation	
GEORGOS	N° récepteur 246	N° embase	WILD 5
ALAIN	N° antenne 909	N° batterie	904 909/8

La mesure la plus importante que vous avez à faire



Avez - vous vérifié l'orientation de l'antenne	OUI <input checked="" type="checkbox"/>	NON <input type="checkbox"/>	Azimut ? =
Avez - vous vérifié l'orientation de la lunette	OUI <input checked="" type="checkbox"/>	NON <input type="checkbox"/>	Azimut ? =

Mesures et calculs de la hauteur d'antenne	
Calcul précis: $H = \sqrt{L^2 - R^2} =$ _____	
Calcul de contrôle: $H = H_{v1} + H_{v2} =$ _____	

Azimut mesure	Avant			Après		
	La (cm)	La (inch)	Contrôle	La (cm)	La (inch)	Contrôle
N <sub>0</sub>	16.1			16.2		
E <sub>st</sub>	16.2			16.3		
W	16.0			15.8		

Hauteur = 16.1 (Hauteur entrée dans le récepteur)

FICHIERS APRES VIDAGE

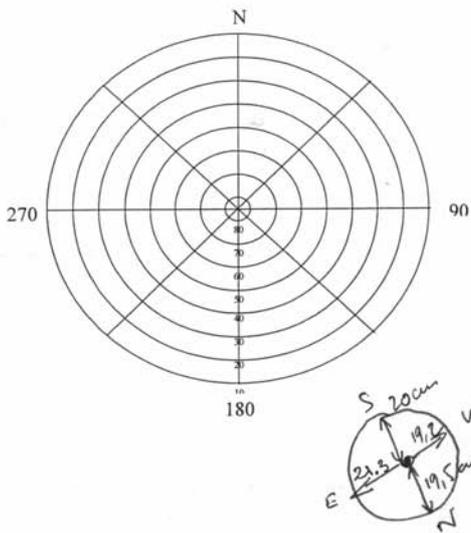
Nom du fichier brut (suffixe)	N° sess	B	E	S	Heure début effectif	Heure fin effective	Nb d'époques	fichier Rinex compressé	N°PC	Répertoire
GRE0A98.180	A	X	X	X	00:00:30	05:59:30	720	GRE01180.98Z	INSU 7	C:\AQC98\RINEX

Les heures effectives sont celles fournies par le logiciel Bshow

Fig. 2.45: Exemple de fiche de campagne correspondant à la campagne de Septembre 2001 (recto). Cela représente un exemple pour le point K001 (dans le nord-ouest du Péloponnèse) occupé par Alain Simonin et Georgios Psarafitis.

Fig. 2.45: Survey book corresponding to the September 2001 campaign (recto). Exemple of point K001 occupied by Alain Simonin and Georgios Psarafitis.

Croquis des masques provisoires



SCHEMA EVENTUEL D'EXCENTREMENT

Marquer la position du réticule du plomb optique avec une croix (x), celle du centre du repère est marqué par un triangle ( $\Delta$ ). Indiquer toutes les distances en mm et les azimuts en degré (sens horaire). Marquer la position de l'embase avec une flèche ( $\rightarrow$ )

N'oubliez pas de centrer la bulle sur l'embase.

Météo et Batteries

N° baromètre		N° Batterie				
Heure (TU)	Température sèche	humide	Pression lue corrigée	Heure (TU)	Tension Batterie	Commentaire
8 <sup>h</sup> 20	26,9		899 mb	8 <sup>h</sup> 20	OK	
05/09 6 <sup>h</sup> 40	29,8		899 mb		12,24	G. B. 4. 4. 4. 4. 4. 4.
11 <sup>h</sup> 00	31,0		899 mb	11 <sup>h</sup> 00	12,43	G. B. 4. 4. 4. 4. 4. 4.
					12,30	G. B. 4. 4. 4. 4. 4. 4.
					12,24	Haynes

CHRONOLOGIE DES EVENEMENTS

Heure (TU)	Commentaire
8 <sup>h</sup> 20	RH 50%
6 <sup>h</sup> 40 (05/09)	RH 39,9%
11 <sup>h</sup> 00	28,4%

} 3 f. de air 2.66 15.4.0  
 2.67 23.27.0  
 2.68 16.9  
 2.68 16.9

Fig. 2.46: Verso de l'exemple de fiche de campagne montré en Fig. 2.45.

Fig. 2.46: Verso of the exemple of survey book shown in Fig. 2.45.

## Chapitre 3 Interférométrie radar

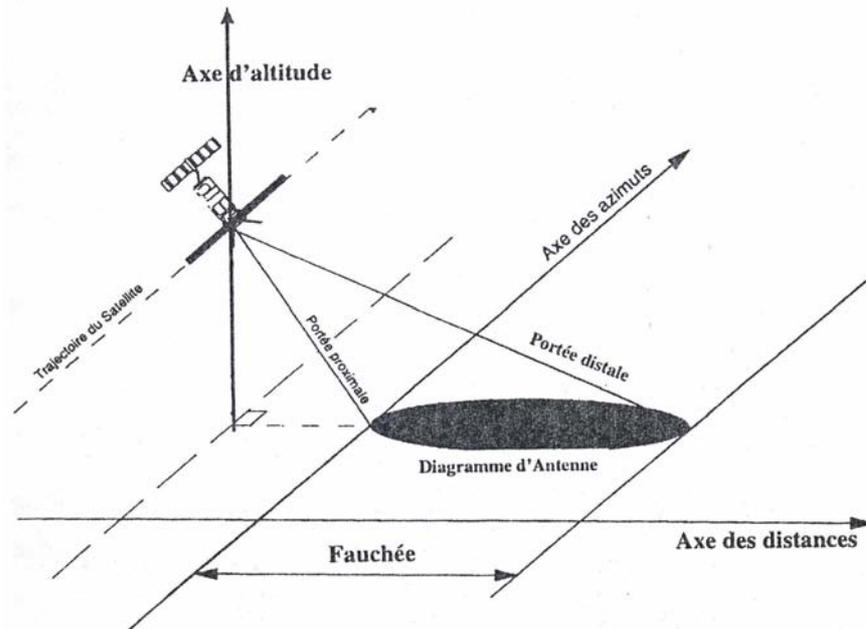
L'interférométrie radar est désormais un moyen de détection courant dans les différents domaines géologiques et géophysiques, ses principes ont été déjà longuement expliqués dans plusieurs travaux précédentes (Massonnet et al., 1993; Massonnet & Feigl, 1995; Delacourt, 1998). On ne rappellera ici que les caractéristiques principales utiles à la compréhension de notre analyse des données SAR.

### 3.1 *Caractéristiques du radar et de ses prises de vue*

Le principe de fonctionnement du radar SAR (Synthetic Aperture Radar) (et des radar en général) est simple et similaire à celui du sonar. C'est un système « actif », c'est-à-dire qu'il est sa propre source d'illumination, et il émet des ondes dans le domaine des micro-ondes (ondes hyperfréquences). Une première antenne émet un signal (faisceau d'ondes) qui est ensuite enregistré par une autre antenne (ou la même) après sa retro-diffusion à la surface terrestre. L'atmosphère et les nuages sont quasi-transparentes dans cette gamme de longueur d'onde, ce qui permet d'acquérir des images à la fois pendant le jour et la nuit, indépendamment des conditions météorologiques présentes dans la région observée. La possibilité d'une illumination continue du radar permet de distinguer deux genres d'orbites: des orbites nommées « descendantes », pendant lesquelles le satellite se dirige approximativement du nord-est vers le sud-ouest, et des orbites appelées « montantes », pendant lesquelles le satellite se déplace du sud-est vers le nord-ouest. Ce genre de satellite pointe son faisceau dans une direction approximativement perpendiculaire à sa direction de déplacement (vers le nord-ouest dans le premier cas; vers le nord-est dans le deuxième). Il est possible qu'une cible puisse être illuminée par plusieurs orbites descendantes et/ou montantes, avec des géométries de prise de vue différentes. Pour les distinguer, on identifie chaque géométrie d'acquisition par deux paramètres. Le premier, le « track », définit la trace du satellite. Il existe un nombre fini de traces et celles-ci sont répétées régulièrement par le satellite (501 traces répétées en 35 jours dans le cas d'ERS). Le deuxième paramètre, le « frame », définit la latitude de la cible. On utilisera couramment et entre guillemets les termes "track" et "frame" au cours de cette thèse.

Les images satellitaires d'un radar diffèrent des images satellitaires acquises dans le domaine du visible par le fait que les informations acquises ne sont pas une "photographie" du sol obtenue par une barette ou matrice CCD, mais une série temporelle des signaux rétrodiffusés

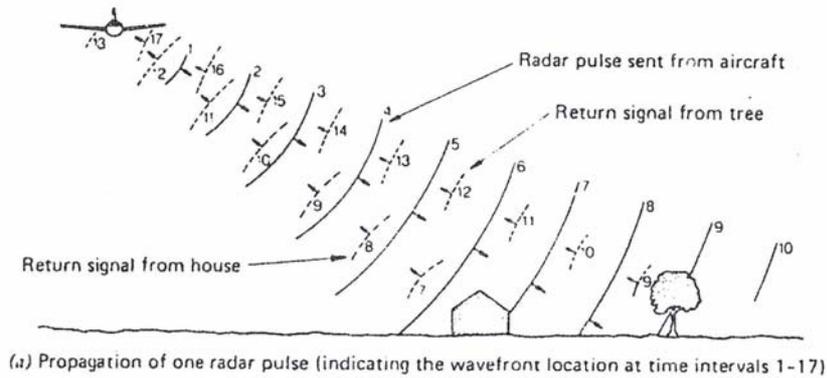
vers le satellite par de réflecteurs élémentaires situés à des endroits divers mais tels que leur écho arrive au même instant. Après acquisition du signal, pour pouvoir discriminer les contributions élémentaires de chaque réflecteur, il est nécessaire que le satellite radar illumine sa cible selon une direction oblique. Si le satellite visait selon sa direction perpendiculaire au sol, tous les éléments situés exactement à la même distance du capteur seraient confondus dans l'image résultante.



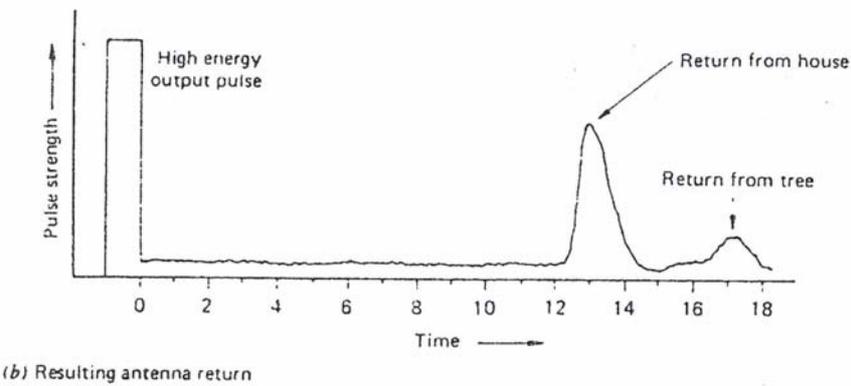
**Fig. 3.1:** Géométrie d'acquisition d'une image radar. Cette figure permet aussi de définir le système de référence ayant pour origine la projection du satellite au sol. L'axe des azimuts est parallèle à la direction de la trajectoire du satellite, alors que l'axe des distances perpendiculaire à celle-ci représente la direction d'illumination du faisceau (d'après Delacourt, 1998).

**Fig. 3.1:** Acquisition geometry of a radar image. The picture shows the reference system, the origin of which corresponds to the satellite projection on the ground. Azimuth axis is parallel to the satellite trajectory direction. Distances axis is perpendicular to the azimuth axis and it corresponds to the beam direction (from Delacourt, 1998).

A partir d'un satellite (ou d'un avion) le radar envoie, perpendiculairement à sa trajectoire, un train d'onde hyperfréquences. Chaque impulsion se propage à la vitesse de la lumière et le temps de propagation est proportionnel à la distance entre l'antenne et la cible. La Fig. 3.1 illustre la géométrie de la prise de vue d'un satellite. Le système de référence conventionnellement utilisé a comme origine la position du satellite. L'axe des ordonnées d'un tel système est nommé « axe des azimuts » et il est parallèle à la direction de déplacement du satellite. L'axe des abscisses nommé « axe des distances », correspond à la direction normale à la trajectoire du satellite, celle de la direction de propagation des ondes qui constituent le faisceau.



(a) Propagation of one radar pulse (indicating the wavefront location at time intervals 1-17)



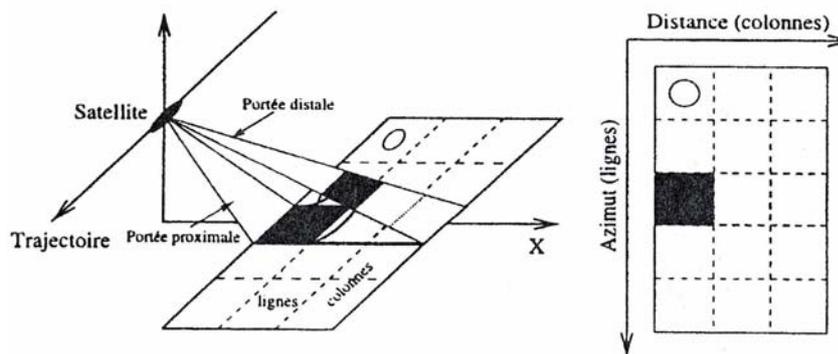
(b) Resulting antenna return

**Fig. 3.2:** Schéma de propagation de l'impulsion. Dans (a), l'impulsion émise, représentée par des courbes continues, se transmet depuis le capteur instant par instant (de 1 à 10) dans un faisceau focalisé. Les courbes discontinues (de 7 à 17) illustrent la retro-diffusion des fronts d'ondes à partir d'objets (maison, arbre) illuminés par le faisceau. Le retour à l'antenne de l'onde réfléchié à la surface est enregistré sur le graphique de réponse d'antenne (b) avec un pic. La figure montre que l'onde retro-diffusée par la maison donne une réponse plus importante et claire que celle fournie par l'arbre (d'après Lillesand & Kiefer, 1979).

**Fig. 3.2:** Simplified representation of the signal propagation. In (a), the signal (continuous curves) is transmitted from the sensor, at each moment (1 to 10), in a localised beam. Dashed curves (7 to 17) represent the wavefront back-reflection from some objects (as house or trees) illuminated by the beam. The arrival of the back-reflected signal to the antenna is recorded as a pick (b). The picture shows that the pick related to the house is bigger and clearer than the pick related to the tree (from Lillesand & Kiefer, 1979).

Le train d'ondes hyperfréquences est émis par l'antenne à des intervalles extrêmement réduits, de l'ordre de la microseconde. La Fig. 3.2 schématise la propagation de l'impulsion vers la surface et la réponse de l'antenne résultant de la retro-diffusion du signal par les objets illuminés. En mesurant le temps de trajet aller/retour des signaux reçus par l'antenne, il est possible de calculer la distance existant entre le satellite et les objets à la surface. Dans le cas des satellites ERS1 et ERS2, les ondes réfléchies à la surface, une fois arrivées à l'antenne, sont échantillonnées à la fréquence de 18.96 MHz. Simultanément, la scène est balayée dans la direction du déplacement du satellite à la fréquence d'émission des impulsions (PRF, Pulse Rate Frequency) (entre 1640 et 1720 Hz, par pas de 2 Hz). Le signal ainsi reçu est organisé

dans une matrice bidimensionnelle (Fig. 3.3) dans laquelle les paramètres du temps et de la distance sont représentés respectivement, en lignes (azimuts), par la PRF et, en colonnes (distance), par la position des différents échos. Chaque ligne est acquise à chaque émission d'une impulsion radar, tandis que chaque colonne représente l'ensemble des réponses des réflecteurs placés à une distance donnée de l'antenne. Sa position sur la ligne est linéairement liée au temps mis par l'onde radar pour revenir au satellite (supposé immobile) après s'être réfléchi sur la cible.



**Fig. 3.3:** La figure montre la correspondance entre un pixel et la relative portion de terrain au sol. Dans la figure de droite, le cercle représente le premier pixel illuminé (d'après Dupont, 1997).

**Fig. 3.3:** Figure shows the relation between a pixel and its ground coverage. On the right, the pixel containing a circle correspond to the first illuminated pixel (from Dupont, 1997).

Le « pixel » est défini comme la cellule élémentaire de la matrice ainsi créée et correspond à une valeur échantillonnée du signal retro-diffusé. Les caractéristiques de la matrice du signal reçu sont déterminées en distance par la largeur de la bande passante et en azimut par la synthèse d'ouverture (Delacourt, 1998). Grâce à ces techniques une antenne plus grande est « synthétisée », en permettant ainsi une amélioration remarquable de la résolution de l'image radar. On définit la « résolution », comme étant la distance minimale qui doit séparer deux objectifs ponctuels pour qu'ils soient distincts dans l'image. Sa valeur est limitée, selon l'axe des distance, par la durée de l'impulsion et, selon l'axe des azimuts, par la largeur du faisceau. Le signal radar est un signal complexe à deux composantes: l'amplitude (ou intensité ou module) et la phase. L'amplitude représente l'intensité avec laquelle le signal, une fois réfléchi, rejoint l'antenne. Sa valeurs dépend de différents facteurs liés à l'instrument (fréquence, polarisation, angle d'incidence, etc.) et à l'interaction entre l'onde radar et le sol (rugosité à l'échelle de la longueur d'onde du radar, les propriétés diélectriques du sol). La phase, d'autre part, possède l'information de la distance existante entre le satellite et le pixel illuminé. La phase mesurée à son arrivée au satellite après rétro-diffusion est la somme de

deux contributions différentes: la contribution liée au trajet aller/retour entre le satellite et la cible (appelée ‘phase de trajet’) et la contribution liée au déphasage lors de la réflexion sur la cible (appelée ‘phase du pixel’), qui dépend à la fois des propriétés radio-électriques de la cible (réflexion surfacique ou volumique, teneur en humidité) et de la répartition spatiale des réflecteurs élémentaires à l’intérieur du pixel. La contribution de la phase a longtemps été ignorée car cette information, pour une prise de vue donnée, a une structure de bruit blanc (Arnaud, 1997). Cependant, si la phase peut être comparée à un bruit blanc du fait de sa non-continuité spatiale, cela n’est plus vrai dans le temps. Ainsi, deux passages successifs du satellite, en conditions géométriques identiques, produisent la même image de phase avec des différences très faibles. Cela implique que l’utilisation de plusieurs images d’une même région, acquises à des moments différents, permet d’exploiter le contenu de phase en utilisant la différence de phase entre deux images acquises. C’est le principe de l’interférométrie.

### **3.2 Rappel du principe de l’interférométrie radar**

L’interférométrie radar représente un outil unique pour obtenir une topographie très détaillée d’une zone déterminée et pour détecter les déplacements de terrain relatifs à un phénomène naturel quelconque (un glissement de terrain, un tremblement de terre, une éruption volcanique ou autre). C’est une technique de traitement d’images qui se base sur la différence de phase, pixel par pixel, de deux images radar acquises dans des conditions de prise de vue similaires afin de s’affranchir de la contribution interne du pixel (‘phase du pixel’). Plus précisément, elle utilise leur composante de phase comme une mesure de la distance du sol au satellite, afin de produire une matrice de différence de phase. Cette image résultant est couramment appelée « interférogramme ».

Considérons deux signaux radar  $S_1$  et  $S_2$  acquis sur la même région d’observation dans des conditions géométriques similaires. Ceux-ci ils sont caractérisés respectivement par les amplitudes  $A_1$  et  $A_2$  et par les valeurs de phase  $\varphi_1$  et  $\varphi_2$ , et nous pouvons écrire:  $S_1 = A_1 e^{j\varphi_1}$  et  $S_2 = A_2 e^{j\varphi_2}$ . A partir de cela, on peut définir l’« interférogramme » comme étant le signal complexe  $I$ :

$$I = S_1 S_2^* = A_1 A_2 e^{j(\varphi_1 - \varphi_2)}$$

obtenu grâce au produit complexe, point par point, d’une image ( $S_1$ ) par la conjuguée de l’autre ( $S_2^*$ ). On obtient, donc, directement les deux produits interférométriques: l’image de différence de phase (ou interférogramme), représentée par le produit complexe  $I$ , et l’image du produit des amplitudes des deux images de départ, qui représente son module.

### **3.3 Description de la base de données**

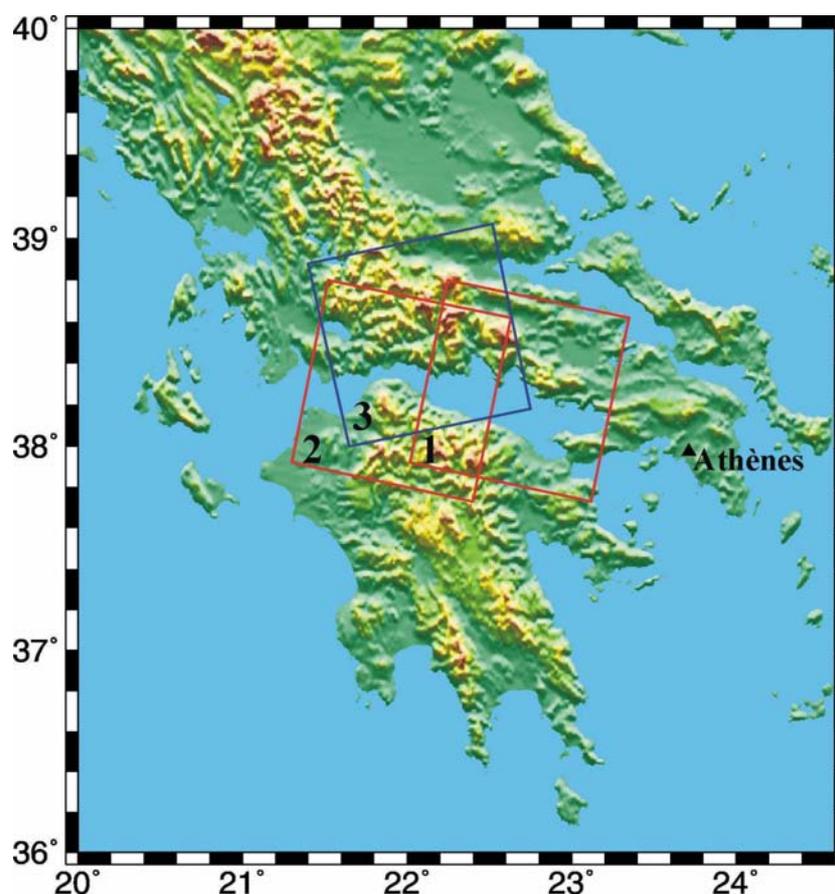
Le Golfe de Corinthe, tel qu'on l'a défini précédemment, est un rift quaternaire asymétrique orienté N120°E et bordé par des failles normales affleurantes sur les deux côtés du golfe et majoritairement au sud. Le régime d'extension présent dans le Golfe de Corinthe et attesté par les données GPS, et l'activation des failles provoquent une subsidence de la côte nord du golfe ainsi qu'un soulèvement du nord du Péloponnèse (Armijo et al., 1996). Cela explique donc, au sud, l'affleurement de sédiments alluviaux qui couvrent les calcaires constituant le socle du Golfe de Corinthe, alors que le côté nord est complètement dépourvu de sédiment. Comme on verra par la suite, du point de vue de l'interférométrie radar, une telle différence dans la géologie de surface se révèle déterminante pour la distribution de la cohérence dans les interférogrammes. Les études précédentes concernant l'application de l'interférométrie radar au Golfe de Corinthe (Bernard et al., 1997; Briole et al., 2000) avaient pris en compte un nombre très limité d'images SAR (de 2 à 4 scènes) afin de détecter et d'analyser simplement le champ de déformation dû au tremblement de terre d'Aigion du 15 juin 1995. La meilleure image de différence de phase produite au cours de ces études montrait un nombre total de 10 franges de déformation localisées en proximité du cap de Psaromita, une plate-forme mésozoïque en calcaire localisée sur la côte nord du golfe, en face de la ville d'Aigion. Les interférogrammes couvraient des périodes de temps relativement courtes (2 à 4 mois), néanmoins la présence de délais de phase à la fois très locaux et à plus grande échelle étaient aussi observés. L'expérience acquise sur le volcan Etna (Sicile, Italie) (Beauducel et al., 2000) a montré que la détection des déformations verticales est limitée par la capacité à retirer correctement les effets troposphériques présents dans les interférogrammes. La détection des mouvements verticaux a besoin, pour cela, d'une connaissance très détaillée des réflecteurs permanents de la zone d'étude qui peut être obtenue seulement à travers l'analyse d'une large population d'interférogrammes. Dans le cadre d'un projet financé par l'Agence Spatiale Européenne (ESA) (réf. AO-ID 766), l'Institut de Physique du Globe de Paris, en collaboration avec l'Ecole Normale Supérieure et la National Technical University of Athens, a pu disposer d'un nombre important d'images SAR brutes (raw) des satellites ERS1 et ERS2 pour améliorer la connaissance du champ de déformation et des contributions atmosphériques dans le Golfe de Corinthe. Ce même projet prévoit, dans un deuxième temps, l'évaluation de ces deux facteurs à travers l'utilisation de données ENVISAT. Il nous a été possible de choisir un nombre important d'images (38) acquises par les satellites ERS1 et ERS2, entre juin 1992 et août 2000, et dont les caractéristiques sont fournies en Tab. 3.1.

Satellite	n. orbite	date	heure	sense	track	frame
ERS1	4661	06/06/92	9h13 TU	D	7	2835
ERS1	5162	11/07/92	9h13 TU	D	7	2835
ERS1	5663	15/08/92	9h13 TU	D	7	2835
ERS1	6164	19/09/92	9h13 TU	D	7	2835
ERS1	6665	24/10/92	9h13 TU	D	7	2835
ERS1	10172	26/06/93	9h13 TU	D	7	2835
ERS1	19534	10/04/95	9h13 TU	D	7	2835
ERS1	22039	02/10/95	9h13 TU	D	7	2835
ERS1	43081	11/10/99	9h13 TU	D	7	2835
ERS2	5873	04/06/96	9h13 TU	D	7	2835
ERS2	6374	09/07/96	9h13 TU	D	7	2835
ERS2	12386	02/09/97	9h13 TU	D	7	2835
ERS2	12887	07/10/97	9h13 TU	D	7	2835
ERS2	15893	05/05/98	9h13 TU	D	7	2835
ERS2	22406	03/08/99	9h13 TU	D	7	2835
ERS2	24410	21/12/99	9h13 TU	D	7	2835
ERS1	6937	12/11/92	9h15 TU	D	279	2835
ERS1	9943	10/06/93	9h15 TU	D	279	2835
ERS1	10945	19/08/93	9h15 TU	D	279	2835
ERS1	19806	29/04/95	9h15 TU	D	279	2835
ERS1	20808	08/07/95	9h15 TU	D	279	2835
ERS2	1135	09/07/95	9h15 TU	D	279	2835
ERS2	1636	13/08/95	9h15 TU	D	279	2835
ERS2	2137	17/09/95	9h15 TU	D	279	2835
ERS2	5644	19/05/96	9h15 TU	D	279	2835
ERS2	7147	01/09/96	9h15 TU	D	279	2835
ERS2	7648	06/10/96	9h15 TU	D	279	2835
ERS2	8650	15/12/96	9h15 TU	D	279	2835
ERS2	10654	04/05/97	9h15 TU	D	279	2835
ERS2	12157	17/08/97	9h15 TU	D	279	2835
ERS2	21676	13/08/99	9h15 TU	D	279	2835
ERS1	9578	15/05/93	20h48 TU	M	415	765
ERS1	10079	19/07/93	20h48 TU	M	415	765
ERS2	770	13/06/95	20h48 TU	M	415	765
ERS2	1271	18/07/95	20h48 TU	M	415	765
ERS2	20810	13/04/99	20h48 TU	M	415	765
ERS2	26822	06/06/00	20h48 TU	M	415	765
ERS2	27824	15/08/00	20h48 TU	M	415	765

**Tab. 3.1:** Caractéristiques des images qui constituent la base de données pour la région du Golfe de Corinthe. Elles sont comprises entre juin 1992 et août 2000 et ont été acquises sur trois types d'orbites différentes, deux descendantes (D) et une montantes (M). La Fig. 3.4 montre la région illuminé.

**Tab. 3.1:** Characteristics of the ERS1 and ERS2 SAR images of the dataset on the Gulf of Corinth. These images have been acquired between June 1992 and August 2000 on two descending (D) and one ascending (M) orbits. Fig. 3.4 shows the investigated region.

Les images mentionnées ci-dessus ont été acquises sur trois "tracks" différents, tel qu'il est montré dans la Fig. 3.4. Deux d'entre eux (les cadres en rouge en Fig. 3.4) correspondent à des orbites descendantes. Le satellite se déplace de nord-nord-est vers le sud-sud-ouest et acquière les images sur le golfe de Corinthe pendant le jour (9h13 et 9h15 TU). Le troisième track, représenté par un cadre bleu en Fig. 3.4, correspond à une orbite montante, sur laquelle le satellite, en se dirigeant vers le nord-nord-ouest, balaye le golfe pendant la nuit (20h48 TU).

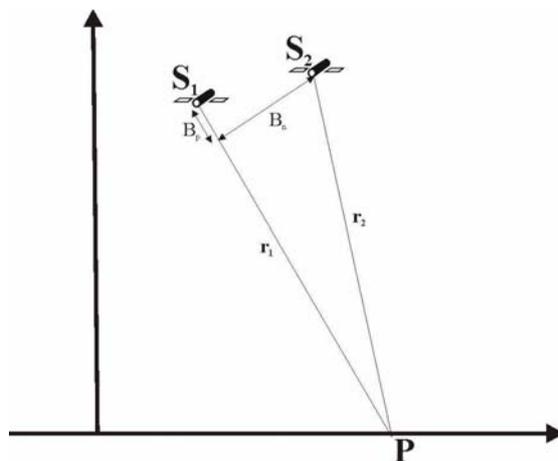


**Fig. 3.4:** Trois "tracks" différents, couvrant le Golfe de Corinthe, ont été utilisés dans cette étude: le cadre numéro 1 correspond aux images acquises à 9h13 TU, au "frame" 2835 et au "track" 7; le cadre numéro 2 est relatif aux images acquises à 9h15 TU, au "frame" 2835 et au "track" 279; le cadre numéro 3 correspond aux images acquises à 20h48 TU, au "frame" 765 et au "track" 415. Les vecteurs unitaires de prise de vue au centre de l'image, exprimés dans un système de coordonnées (est, nord, up), sont respectivement  $[0.411, -0.085, 0.908]$  pour le cadre 1,  $[0.366, -0.079, 0.927]$  pour le cadre 2 et  $[-0.379, -0.082, 0.922]$  pour le cadre 3.

**Fig. 3.4:** The figure shows the regions illuminated by the three tracks. For track 1 (frame 2835; track 7), track 2 (frame 2835; track 279) and track 3 (frame 765; track 415) the images have been acquired respectively at 9h13 TU, 9h15 TU and 20h48 TU. Unitary line of sight vectors, expressed in the coordinate system (east, north, up) are respectively  $[0.411, -0.085, 0.908]$ ,  $[0.366, -0.079, 0.927]$  and  $[-0.379, -0.082, 0.922]$ .

L'utilisation de plusieurs orbites est très importante pour deux raisons: primo, une couverture totale de la région du Golfe de Corinthe, et, secundo, un déplacement détecté par au moins

deux géométries complètement différentes. En ce qui concerne le premier point, le Golfe de Corinthe fait près de 130 km de long et 30 km de large selon une direction de N120°E alors que la surface balayée par le faisceau du satellite pour chaque image est de près de 100 x 100 km. Cela veut dire, donc, que pour une étude de l'ensemble du Golfe de Corinthe, une seule géométrie d'acquisition n'aurait pas suffi. En outre, les déplacements selon les trois prises de vue sont susceptibles de contraindre au mieux la modélisation du tremblement de terre d'Aigion de 1995. Considérons, maintenant, la géométrie de prise de vue de la Fig. 3.5 relative à deux images acquises sur le même "track". Le satellite, au cours de son premier passage  $S_1$ , vise le point P avec un trajet  $r_1$ ; ensuite, pendant son deuxième passage  $S_2$ , ce satellite illumine P, avec le trajet  $r_2$ , à une certaine distance de  $S_1$ , exprimée dans la figure par les composantes parallèle  $B_p$  et normale  $B_n$  à la ligne de visée  $r_1$ .



**Fig. 3.5:** Géométrie de prise de vue d'un couple interférométrique.  $B_n$  et  $B_p$  représentent les composantes normale et parallèle à la direction satellite-cible  $r_1$  de la ligne de base.

**Fig. 3.5:** Acquisition geometry of an interferometric couple.  $B_n$  and  $B_p$  are the components of the baseline  $S_1$ - $S_2$ . These components are respectively normal and parallel to the line of sight direction.

Les travaux de référence de Prati & Rocca (1990) et Massonnet & Rabaute (1993) ont montré que, parmi les paramètres en jeu dans le traitement interférométrique, la différence de phase dépend de la longueur d'onde du radar (0.0566 m pour ERS), du trajet  $r_i$  et de la composante de la ligne de base normale à  $r_i$ . Grâce à l'importante quantité d'images SAR à disposition ( $n=16$ , 15 et 7 respectivement pour le track 1, 2 et 3), un nombre considérable d'interférogrammes  $[n(n-1)]/2$  serait possible (120, 105 et 21 respectivement pour le track 1, 2 et 3) (Tab. 3.2, Tab. 3.3 et Tab. 3.4).

			ERS1	ERS1	ERS1	ERS1	ERS1	ERS1	ERS1	ERS1	ERS1	ERS2	ERS2	ERS2	ERS2	ERS2	ERS2		
			4661	5162	5663	6164	6665	10172	19534	22039	43081	5873	6374	12386	12887	15893	22406	24410	
E1	4661	06/06/92	xxxx																
E1	5162	11/07/92	516	xxxx															
E1	5663	15/08/92	1002	486	xxxx														
E1	6164	19/09/92	1	-515	-973	xxxx													
E1	6665	24/10/92	522	6	-480	521	xxxx												
E1	10172	26/06/93	499	-17	-503	498	-23	xxxx											
E1	19534	10/04/95	546	30	-456	545	24	47	xxxx										
E1	22039	02/10/95	8	-504	990	11	-510	-487	-534	xxxx									
E1	43081	11/10/99	556	40	446	555	34	57	10	544	xxxx								
E2	5873	04/06/96	1042	526	40	1041	520	543	496	1030	486	xxxx							
E2	6374	09/07/96	26	-490	-976	25	-496	-473	-520	14	-530	-1016	xxxx						
E2	12386	02/09/97	1	-515	-1001	0	-521	498	-545	-11	-555	-1041	-25	xxxx					
E2	12887	07/10/97	32	548	1034	33	554	531	578	44	588	1074	58	33	xxxx				
E2	15893	05/05/98	33	549	1035	34	555	532	579	45	589	1075	59	34	1	xxxx			
E2	22406	03/08/99	490	-26	-512	489	-32	-9	-56	478	-66	-552	464	489	522	465	xxxx		
E2	24410	21/12/99	554	38	-448	553	32	55	8	542	-2	-488	528	553	586	529	64	xxxx	

**Tab. 3.2:** Sont représentées les valeurs de la ligne de base de tous les couples interférométriques appartenant au "track" 1 ("track" n.7 "frame" n.2835 - cadre 1 de Fig. 3.4). Les paires choisies (ligne de base < 100 m) sont marquées en rouge.

**Tab. 3.2:** In this table, the baseline of all the interferometric pairs of the track 1 (track n.7, frame n.2835 - box 1 in Fig. 3.4) are indicated. Only baseline < 100 m (in red) have been chosen.

	ERS1 6937	ERS1 9943	ERS1 10945	ERS1 19806	ERS1 20808	ERS2 1135	ERS2 1636	ERS2 2137	ERS2 5644	ERS2 7147	ERS2 7648	ERS2 8650	ERS2 10654	ERS2 12157	ERS2 21676
E1 6937 12/11/92	xxxx														
E1 9943 10/06/93	554	xxxx													
E1 10945 19/08/93	396	-158	xxxx												
E1 19806 29/04/95	600	46	204	xxxx											
E1 20808 08/07/95	666	112	270	66	xxxx										
E2 1135 09/07/95	-626	72	230	26	-40	xxxx									
E2 1636 13/08/95	-5	-559	-401	-605	-671	-631	xxxx								
E2 2137 17/09/95	441	-113	45	-159	-225	-185	446	xxxx							
E2 5644 19/05/96	5	-549	-391	-395	-661	-621	10	-436	xxxx						
E2 7147 01/09/96	596	42	200	-4	-70	-30	601	155	591	Xxxx					
E2 7648 06/10/96	475	-79	79	-125	-191	-151	480	34	470	-121	xxxx				
E2 8650 15/12/96	391	-163	-5	-209	-275	-235	396	-50	386	-205	-84	xxxx			
E2 10654 04/05/97	442	-112	46	-158	-224	-184	447	1	437	-154	-33	51	xxxx		
E2 12157 17/08/97	-34	-588	-430	-634	-700	-660	-29	-475	-39	-630	-509	-425	-476	xxxx	
E2 21676 13/08/99	639	85	243	39	-27	13	644	198	634	43	164	248	197	673	xxxx

**Tab. 3.3:** Sont représentées les valeurs de la ligne de base de tous les couples interférométriques appartenant au "track" 2 ("track" n.279, "frame" n.2835 - cadre 2 de Fig. 3.4). Les paires choisies (ligne de base < 100 m) sont marquées en rouge.

**Tab. 3.3:** In this table, the baseline of all the interferometric pairs of the track 2 (track n.279, frame n.2835 - box 2 in Fig. 3.4) are indicated. Only baseline < 100 m (in red) have been chosen.

			ERS1 9578	ERS1 10079	ERS2 770	ERS2 1271	ERS2 20810	ERS2 26822	ERS2 27824
E1	9578	15/05/93	xxxx						
E1	10079	19/07/93	-80	xxxx					
E2	770	13/06/95	541	621	xxxx				
E2	1271	18/07/95	688	768	147	xxxx			
E2	20810	13/04/99	-181	-101	-722	-869	xxxx		
E2	26822	6/6/00	-133	-53	-674	-821	48	xxxx	
E2	27824	15/08/00	-122	-42	-663	-810	59	11	xxxx

**Tab. 3.4:** Sont représentées les valeurs de la ligne de base de tous les couples interférométriques appartenant au "track" 3 ("track" n.415, "frame" n.765 - cadre 3 de Fig. 3.4). Les paires choisies (ligne de base < 100 m) sont marqués en rouge. L'interférogramme 770-1271 (en bleu) a été aussi choisi en raison de l'intervalle de temps très court (35 jours) encadrant le séisme.

**Tab. 3.4:** In this table, the baseline of all the interferometric pairs of the track 3 (track n.415, frame n.765 - box 3 in Fig. 3.4) are indicated. Only baseline < 100 m (in red) have been chosen, except the interferogram 770-1271 (in blu). The latter has been chosen because the time interval spanned by the images is very short (35 days) and includes the June, 15, 1995 Aigion earthquake.

Afin d'obtenir un interférogramme de bonne qualité, les caractéristiques du pixel doivent rester les plus voisines possibles entre les deux moments d'acquisition. Pour cela, afin de garder le même coefficient de réflexion pour chaque pixel élémentaire, il est nécessaire que la nature du terrain n'ait pas varié. Les conditions de prise de vue ne doivent donc pas être trop différentes parce que plus la ligne de base augmente plus la distribution des diverses cibles élémentaires par rapport au radar change, produisant une baisse de la cohérence spatiale. Ce phénomène est appelé « décorrélation spatiale ». Prati & Rocca (1993) et Massonnet & Rabaut (1993), définissent comme « ligne de base critique »  $B_{nc}$  la valeur de la ligne de base au de là de laquelle on ne regarde plus la même image (autrement dit quand ce ne sont plus les mêmes réflexions élémentaires qui constituent l'image). La corrélation de deux images étant dépendante des parties communes aux deux signaux, un signal trop décentré ( $=B_{nc}$ ) par rapport à l'autre ne fournira aucune cohérence dans l'interférogramme. Cette valeur critique a été exprimée par la relation suivante:

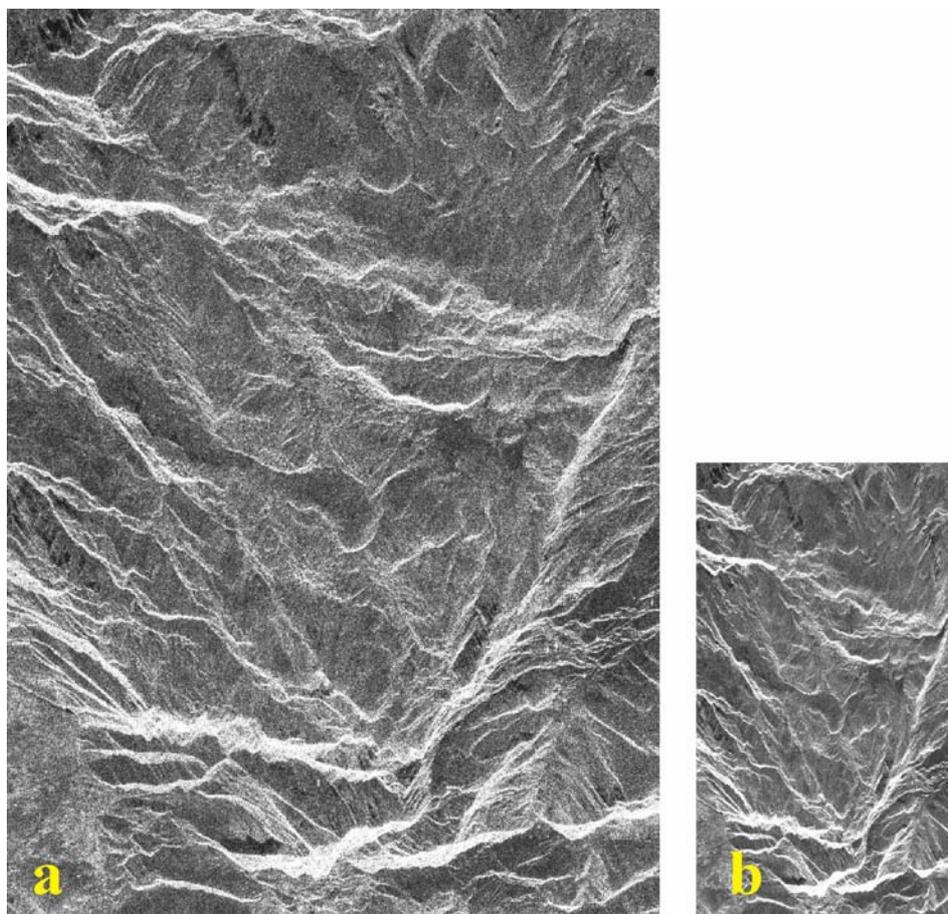
$$| B_{nc} | = \frac{\lambda r_0 \tan(\alpha - \beta)}{2 \lambda_s}$$

où  $\lambda$  représente la longueur d'onde du radar,  $r_0$  le trajet accompli par le train d'ondes,  $\lambda_s$  la résolution du pixel au sol,  $\alpha$  l'angle entre la ligne de visée et la normale à la surface terrestre, et  $\beta$  la pente locale au sol. Dans le cas de ERS1 ( $\lambda = 0.056$  m;  $r_0 = 830$  km;  $\alpha = 23^\circ$ ;  $\lambda_s = 9$  m) et d'une région plate ( $\beta = 0$ ), cette valeur est de près de 1100 m. En réalité, à cause de problèmes dans le traitement des images et des caractéristiques de la zone étudiée, il est toujours préférable choisir des valeurs maximales de 100-200 m. Dans notre cas, on a préféré choisir les couples dont les lignes de base sont inférieures à 100 m (valeurs marquées en rouge dans Tab. 3.2, Tab. 3.3 et Tab. 3.4 et tracées en Fig. 3.9) afin de minimiser autant que possible le bruit lié à la décorrélation spatiale.

### **3.4 Traitement interférométrique**

La longueur d'onde du radar (dans le cas de ERS1 et de ERS2) étant inférieure à la résolution d'une image, chaque pixel représente la réponse cumulée de nombreux réflecteurs élémentaires. Le caractère monochromatique et cohérent du signal, mais aléatoire d'un pixel à l'autre, se traduit par un bruit de granulation propre aux images radar d'amplitude communément appelé "chatoiement" (Ulaby & Moore, 1986). Ce genre de bruit produit un

effet 'poivre et sel' significatif d'une part intéressant pour le recalage des images SAR pendant le traitement (CNES, 1996) mais qui, d'autre part, rend l'image d'amplitude, en pleine résolution, beaucoup moins claire. Pour réduire le chatoiement il existe plusieurs méthodes. Parmi celles-ci (filtres morphologiques [Crimmins, 1985] ou basés sur des modèles statistiques [Frost et al., 1982; Wu, 1992]), c'est la méthode de « multivue » qui est la plus souvent utilisée. C'est celle utilisée dans notre étude. Cette méthode consiste à moyennner plusieurs pixels, en azimuth et/ou en distance, de l'image de départ (en pleine résolution) pour obtenir un pixel moyen. L'application d'une telle opération simple permet de réduire fortement le bruit dû au chatoiement dans l'image ainsi créée (Fig. 3.6) de même que les temps de calculs de la chaîne interférométrique décrite ci-dessous, mais implique, en contrepartie, une perte de résolution.



**Fig. 3.6:** La figure montre une comparaison entre deux genres de multivue appliqués à la même image de départ. On a finalement décidé de choisir le multivue 52 (b), au lieu d'un 21 (a), parce qu'il réduit visiblement le chatoiement dans l'image d'amplitude.

**Fig. 3.6:** Comparison between two types of multilooks. Multilook 52 (b) is preferred to the multilook 21 (a) because it visibly reduces the speckle noise in the amplitude image.

Les multivues ainsi créées, ainsi que les images complexes (contenant à la fois l'information de phase et d'amplitude) en pleine résolution, les orbites précises et un bon Modèle Numérique de Terrain (MNT) sont nécessaires à la chaîne de traitement DIAPASON (Fig. 3.8), développé par le CNES (Centre National des Etudes Spatiales) (CNES, 1996) et mise à la disposition des laboratoires de recherche (sauf les codes sources).

L'incertitude sur la position du satellite au moment de l'acquisition d'une image radar représente un obstacle important à la mise en œuvre du traitement interférométrique. Cela concerne à la fois l'élimination des franges orbitales, qui correspondent à une simple variation de la position du satellite à chaque passage, et la génération d'une image d'amplitude simulée de la topographie, qui est nécessaire au calcul d'un interférogramme différentiel. L'écart entre l'orbite réelle et celle, théorique, utilisées pour les calculs produit dans l'interférogramme des franges résiduelles à grande longueur d'onde. A partir des paramètres standards de prise de vue du satellite ERS, Delacourt (1997) a estimé l'impact des erreurs orbitales pour différentes tailles de zone d'étude, en calculant l'erreur relative maximale entre deux points extrêmes de la zone considérée. Il trouve qu'une erreur de l'ordre du mètre produit environ 9 franges résiduelles sur un interférogramme calculé sur une scène entière (100 km). Afin de minimiser l'erreur existante sur la détermination des orbites, nous avons utilisé les orbites précises mises à disposition de la communauté scientifique par l'Université de Delft (Pays Bas). Ces orbites sont calculées à partir du modèle gravimétrique DGM-E04 avec une précision de l'ordre de 10 cm (Scharroo et al., 1997), ce qui donne généralement des résidus orbitaux, à l'échelle de l'interférogramme inférieurs à une frange.

La précision altimétrique du Modèle Numérique de Terrain conditionne les erreurs de positionnement et les résidus topographiques présents dans l'interférogramme différentiel. Dans le cas d'une surface plate, Carnec (1996) a montré que, pour les données relatives aux satellites ERS1 et ERS2, il est préférable que la précision altimétrique du MNT soit environ 3 fois supérieure à la résolution spatiale. L'éventuelle imprécision altimétrique du MNT utilisé se traduit par une différence entre les franges synthétiques de l'interférogramme de topographie et celle réelles de l'interférogramme brut. Cela se traduit par un système de franges topographiques résiduelles dans l'interférogramme. La seule possibilité d'isoler après calcul un tel artefact est la comparaison de différentes combinaisons présentant des lignes de base différentes. En effet, l'effet sur la phase d'une erreur dans le MNT est directement proportionnel à la valeur de la ligne de base ou inversement proportionnel à une grandeur

appelée "altitude d'ambiguïté" définit comme suit. L'altitude d'ambiguïté  $h_a$  est égale à (Massonnet et Rabaute, 1993):

$$h_a = \frac{R \tan(\theta)}{2 B_n}$$

Cette valeur représente l'imprécision que doit avoir le MNT pour produire dans l'interférogramme, une frange entière due à la topographie. Dans le cas de ERS  $h_a \sim 10^4/B_n$ .

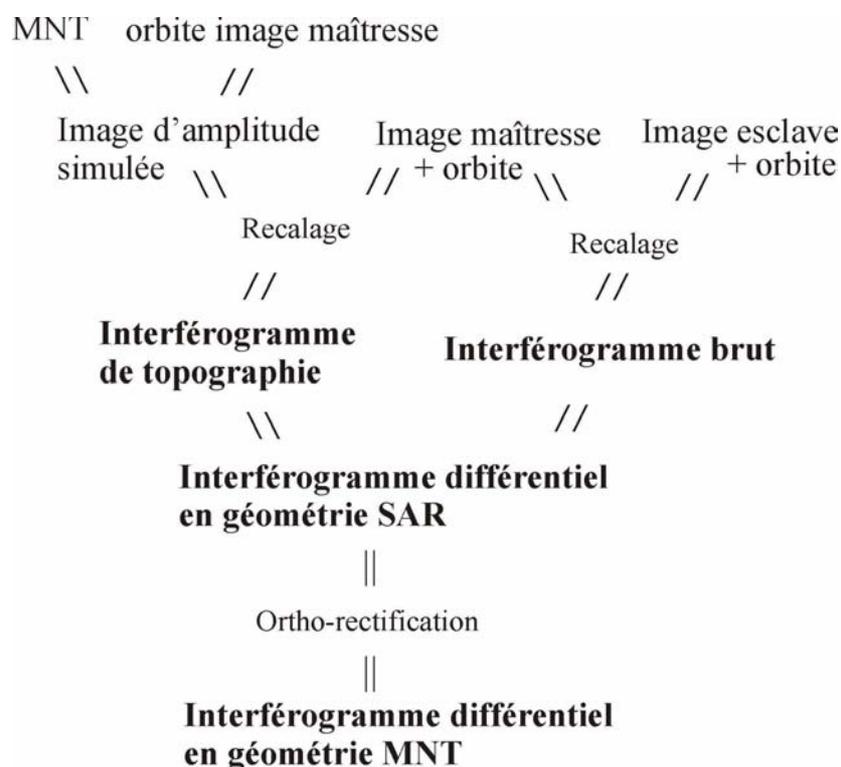
A titre d'exemple, avec un MNT ayant une précision de 20 m, un couple d'images ayant une ligne de base de 100 m et, donc, une altitude d'ambiguïté de 100 également produira un interférogramme dans lequel la contribution topographique maximale atteindra 2/10 de frange (5.6 mm). Un MNT ayant une précision de 10 m et une ligne de base de 50 m donneront un interférogramme dans lequel la contribution topographique est au maximum de 1.4 mm. En définitive, plus la valeur de la ligne de base sera petite, plus l'altitude d'ambiguïté sera importante; et la contribution topographique dans l'interférogramme différentiel résultant sera d'autant moindre. Le Modèle Numérique de Terrain du Golfe de Corinthe (dont la Fig. 3.7 montre un extrait) a été dérivé à partir d'une paire d'image SPOT panchromatiques.



**Fig. 3.7:** Extrait du Modèle Numérique de Terrain du Golfe de Corinthe (d'après Pantosti). Ce MNT a été produit par la société ISTAR à partir d'un couple stéréoscopique SPOT.

**Fig. 3.7:** Portion of the Digital Elevation Model of the Gulf of Corinth (from Pantosti, CORSEIS, 2003). DEM has been produced by ISTAR society from a stereoscopic SPOT pair.

Sa résolution spatiale est de 20 mètres alors que sa précision altimétrique est de l'ordre de 16 mètres (Contrucci, 1995). Afin de réduire le bruit dû au chatoiement et le temps de calcul de chaque interférogramme, le MNT a été ré-échantillonné à un pas de 40 m. D'après la ligne de base la plus importante entre les couples choisis ( $B_n=147\text{m}$ ;  $h_a=66\text{m}$ ), reportée dans la Tab. 3.4, la précision altimétrique de notre MNT nous permet d'avoir un effet topographique maximal de 1/4 de frange ( $\sim 7\text{ mm}$ ). Dans la description du traitement interférométrique (dont on présente un schéma simplifié en Fig. 3.8) on convient d'appeler « maîtresse » l'image de référence (par exemple la plus ancienne), et « esclave » l'image dont la géométrie est ramenée à celle de la première. A partir du MNT et de l'orbite de l'image « maîtresse », une image d'amplitude de topographie est simulée en géométrie radar afin de permettre le recalage entre l'image maîtresse et l'image simulée, et donc de produire un interférogramme de topographie. Dans cet interférogramme, les franges définissent les courbes de niveaux du relief de la région étudiée et sont espacées entre elles d'une valeur qui correspond à l'altitude d'ambiguïté  $h_a$  du couple interférométrique. Plus  $h_a$  sera importante, plus ces franges seront espacées.



**Fig. 3.8:** Schéma simplifié de la chaîne DIAPASON.

**Fig. 3.8:** Simplified sketch of the DIAPASON processing chain.

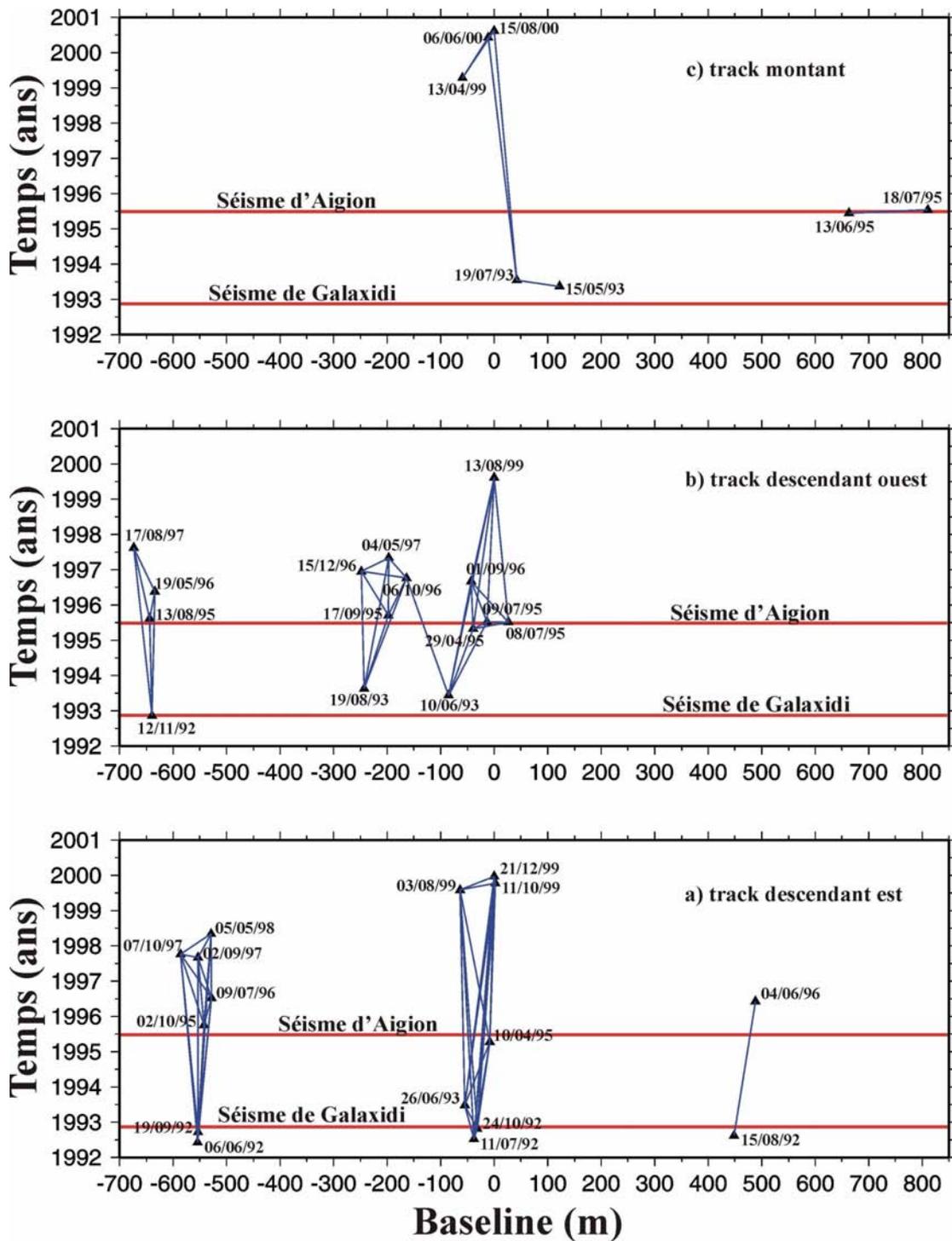
L'image esclave est ensuite recalée sur l'image maîtresse afin d'obtenir un interférogramme contenant les contributions à la fois de la topographie et de la déformation. La différence entre les deux interférogrammes ainsi produits permet d'isoler la déformation. L'interférogramme différentiel résultant est enfin ortho-rectifié et dans la géométrie du MNT. En pratique, ces étapes ayant été franchies, d'autres artefacts, tels que des effets atmosphériques, peuvent apparaître dans les interférogrammes produits. Par la suite on en montrera quelques exemples.

### **3.5 Les interférogrammes produits**

Les graphiques tracés en Fig. 3.9 montrent la couverture temporelle de nos images, entre juin 1992 et août 2000 (tous "tracks" confondus), couvrant ainsi les deux tremblements de terre qui ont eu lieu dans cette région récemment: le séisme de Galaxidi (18/11/92,  $M_s = 5.9$ ) et le séisme d'Aigion (15/06/95,  $M_s = 6.2$ ).

La date des deux séismes est représentée dans chaque graphique par les deux lignes horizontales rouges.

Les traits bleus représentent les 81 interférogrammes calculés (voir Tab. 3.2, Tab. 3.3 et Tab. 3.4). Nous avons représenté en abscisses la ligne de base et en ordonnée la date. Pour chaque "track", il existe plusieurs familles d'interférogrammes, séparées par des valeurs de ligne de base de 400 à 500 m. La Fig. 3.9 montre que les durées ainsi que les lignes de base des interférogrammes calculés sont très variables. L'intervalle de temps balayé des périodes allant d'un jour ([08/07/95-09/07/95] du "track" 2) à 2710 jours (7.42 ans, [11/07/92-21/12/99] du "track" 1), alors que la quasi-totalité des lignes de base possèdent des valeurs comprises entre 0 (où aucun effet stéréoscopique n'est observé et pour lequel l'interférogramme ne dépend donc pas du MNT utilisé) et 147 m. En Annexe, les 81 interférogrammes calculés sont montrés, pour chaque track, en ordre chronologique de date d'acquisition et en ordre croissant d'intervalle de temps couvert par les images.

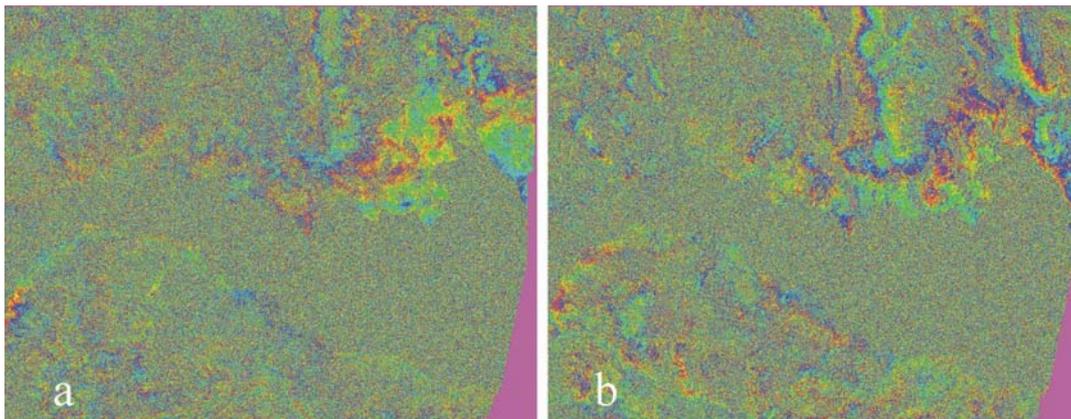


**Fig. 3.9:** La figure montre la distribution temporelle des 38 images qui constituent notre base de données et à partir desquelles 81 interférogrammes ont été produits en fonction de leur ligne de base relative ( $< 100$  m) (43 pour [a]; 31 pour [b] et 7 pour [c]) ont été calculés. Les lignes horizontales rouges présentes dans chaque graphique correspondent à la date des séismes de Galaxidi (18/11/1992) et d'Aigion (06/15/1995). Des sous-familles sont visibles pour chaque "track".

**Fig. 3.9:** Temporal distribution of the 38 SAR images of our dataset. A total number of 81 interferograms (43 in [a]; 31 in [b] et 7 in [c]) with baselines  $< 100$ m have been produced. Horizontal red lines indicate the occurrence date of the Galaxidi (11/18/1992) and Aigion (06/15/1995) earthquakes. Some "families" of interferograms can be identified for each track.

En ce qui concerne le choix des couples interférométriques calculés, nous avons essayé d'échantillonner les durées temporelles les plus variées (de quelques mois à plusieurs années) afin d'analyser la cohérence de la région et les effets troposphériques à diverses échelles de temps. D'autre part, entre les interférogrammes ayant des lignes de base relativement importantes (75-85 m), nous avons limité notre intérêt à ceux qui avaient une durée temporelle courte, de l'ordre de 2-3 mois, afin de minimiser le bruit dû à la décorrélation spatiale et de garder ainsi dans les images de différence de phase une cohérence et un signal qui soit exploitable.

La Fig. 3.10 présente deux exemples d'interférogrammes couvrant respectivement une période de 9 et 2 mois. Le premier possède une valeur de ligne de base de 10 m, alors que le deuxième a une ligne de base plus importante, soit 84 m.



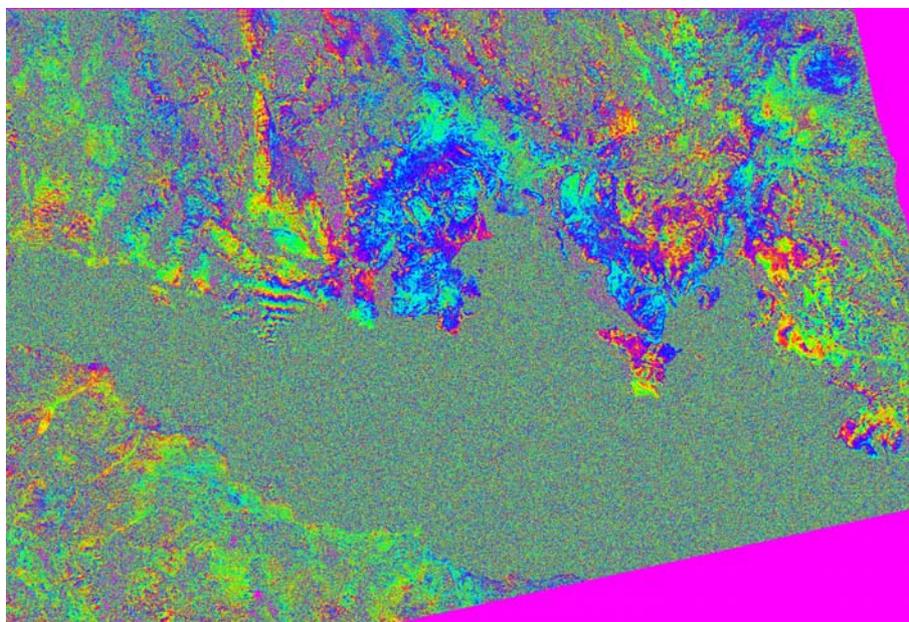
**Fig. 3.10:** La figure montre les effets de la décorrélation temporelle (a) et spatiale (b). L'interférogramme [13/08/95-19/05/96] (a) couvre un intervalle de temps beaucoup plus long que l'interférogramme (b) [06/10/96-15/12/96], mais il est caractérisé par une ligne de base beaucoup moins importante. Les deux images appartiennent au "track" 2.

**Fig. 3.10:** The figure shows the effects of the temporal (a) and spatial decorrelation (b). Example from the track 2: the interferogram [13/08/95-19/05/96] (a) spans a time interval longer than the interferogram (b) [06/10/96-15/12/96], but the former has a baseline much lower than the latter.

On peut constater que le signal est plus cohérent dans la partie nord du Golfe de Corinthe que dans la partie sud.

Dans notre base de données, il existe une exception à cette tendance fournie par l'interférogramme [13/06/95-18/07/95] appartenant au "track" 3 (Fig. 3.11). Malgré sa ligne

de base de 147 m, l'intérêt de cet interférogramme est que la perte de cohérence due à la décorrélation temporelle et spatiale est faible.



**Fig. 3.11:** Dans l'interférogramme 770-1271 [08/07/95-09/07/95] (track 3) il est possible de voir jusqu'à quel point la décorrélation spatiale provoquée par l'importante baseline (147 m) est compensée par la bonne cohérence due à la période couverte qui est relativement faible (35 jours).

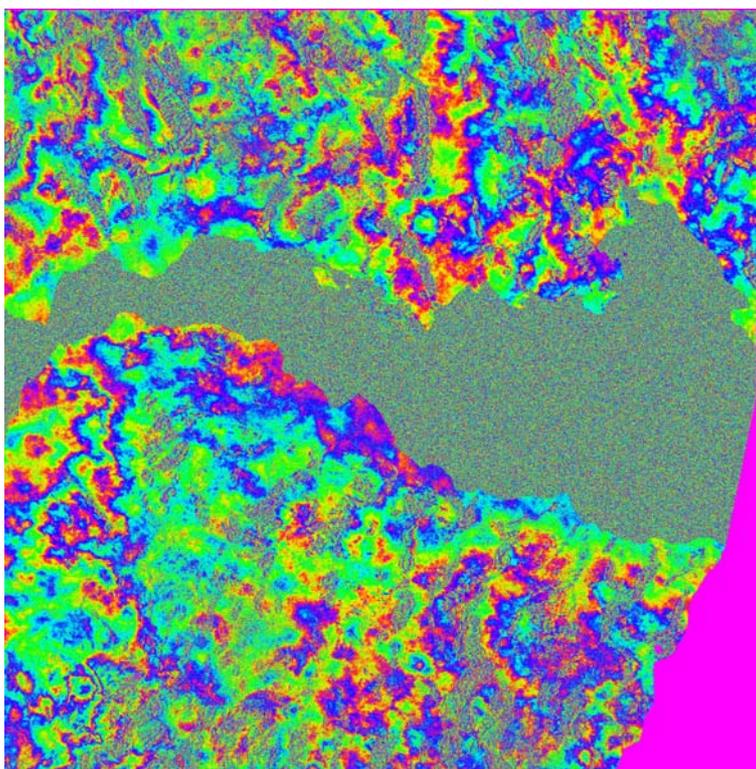
**Fig. 3.11:** In the interferogram 770-1271 [08/07/95-09/07/95] (track 3), the spatial decorrelation due to the relatively high baseline value (147m) is balanced by the good coherence due to the short time interval (35 days) spanned by the images.

En regardant avec plus d'attention, on peut cependant observer des effets locaux générés par une ligne de base aussi grande dans un endroit comme le Golfe de Corinthe, où le relief est très irrégulier et important. Les 'taches' d'incohérence, visibles au nord et au milieu des franges de déformation et sur le côté sud du golfe correspondent à des vallées où le signal est perdu, en raison du relief.

Au total, 45 interférogrammes cosismiques ont été calculé afin de détecter, évaluer et interpréter les différences dans le champ de déformation observé. Ces différences sont le résultat à la fois des diverses géométries d'acquisition des images et de l'influence d'artefacts atmosphériques différents pour chaque image. En outre, des interférogrammes pré- (2), inter- (3) et post-sismiques (31) ont été produits afin d'évaluer, en absence de franges de déformation, l'existence de délais troposphériques locaux et globaux aussi dans les régions

touchées par les séismes. Une fois ces effets corrigés, notre objectif était de chercher ensuite une éventuelle déformation pre- ou post-sismique.

L'interférogramme TANDEM 20810-1135 ([08/07/95-09/07/95], Fig. 3.12) constitue un bon exemple pour montrer l'existence et l'ordre de grandeur des perturbations atmosphériques.



**Fig. 3.12:** *Interférogramme TANDEM [08/07/95-09/07/95] ("track" 2). Cet image (intervalle de 1 jour) montre la présence d'importants délais de phase de nature météorologique.*

**Fig. 3.12:** *The TANDEM interferogram, [08/07/95-09/07/95] (track 2), enhances important atmospheric phase delays.*

L'appellation « TANDEM » provient du nom de la mission conjointe des satellites ERS1 et ERS2, mise en place par l'ESA pour 9 mois, entre août 1995 et mai 1996, pendant laquelle les acquisitions ERS2 suivaient celles de ERS1 à un seul jour d'intervalle. Les applications de l'interférométrie permise par une telle mission originale étaient variées, allant de l'élaboration de modèles numériques de terrain au recensement de forêts ou de surfaces agricoles, du suivi du mouvement des glaces à la détection de déplacements volcaniques. L'acquisition de deux images sur une période de temps aussi courte permet d'avoir une très bonne cohérence, parce

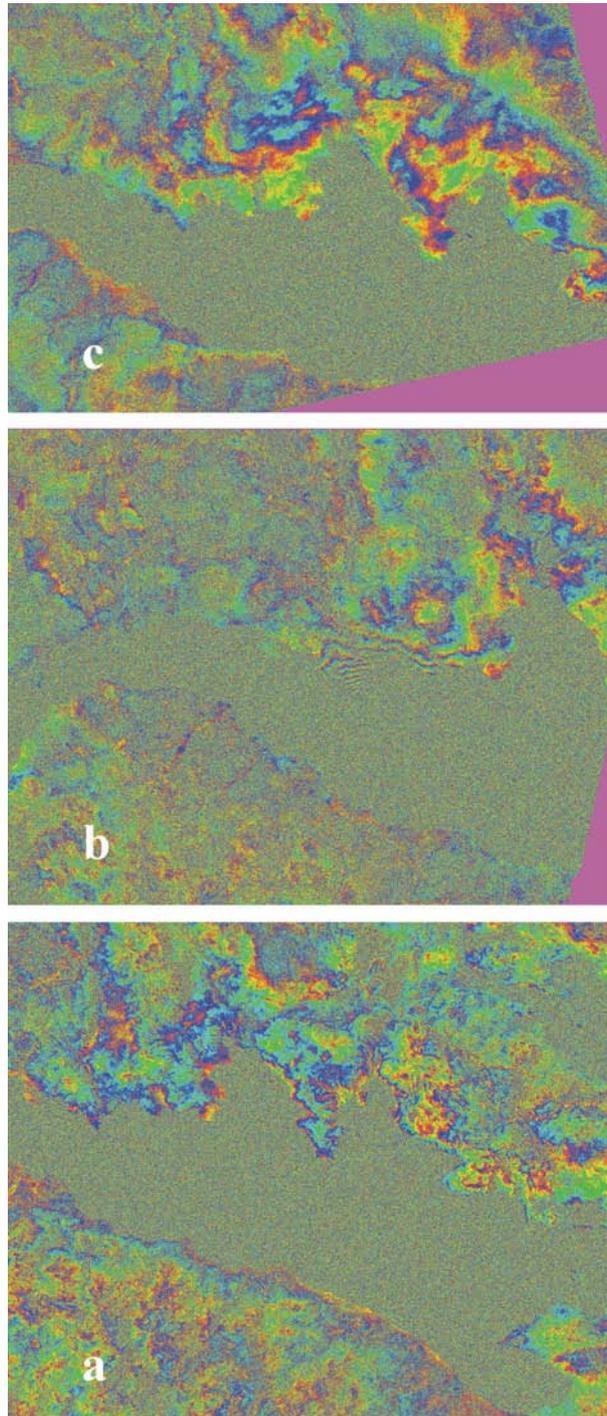
que, à moins d'événements presque instantanés, tels que certains glissements de terrain, les caractéristiques des pixels illuminés demeurent presque inchangées.

La présence d'un signal aussi cohérent nous fait distinguer des délais de phase assez irréguliers, autant globaux que extrêmement locaux. Les premiers intéressent des zones de l'ordre de plusieurs dizaines de km. Les seconds, en revanche, apparaissent sous une forme plus ou moins circulaire avec un rayon typique de 60 pixels (2.4km) et sont éparpillés dans toute la région du golfe. Ce genre de perturbations dans les interférogrammes sont attribuées à des différences météorologiques locales entre les deux acquisitions.

### **3.6 La cohérence et les évidences des effets troposphériques**

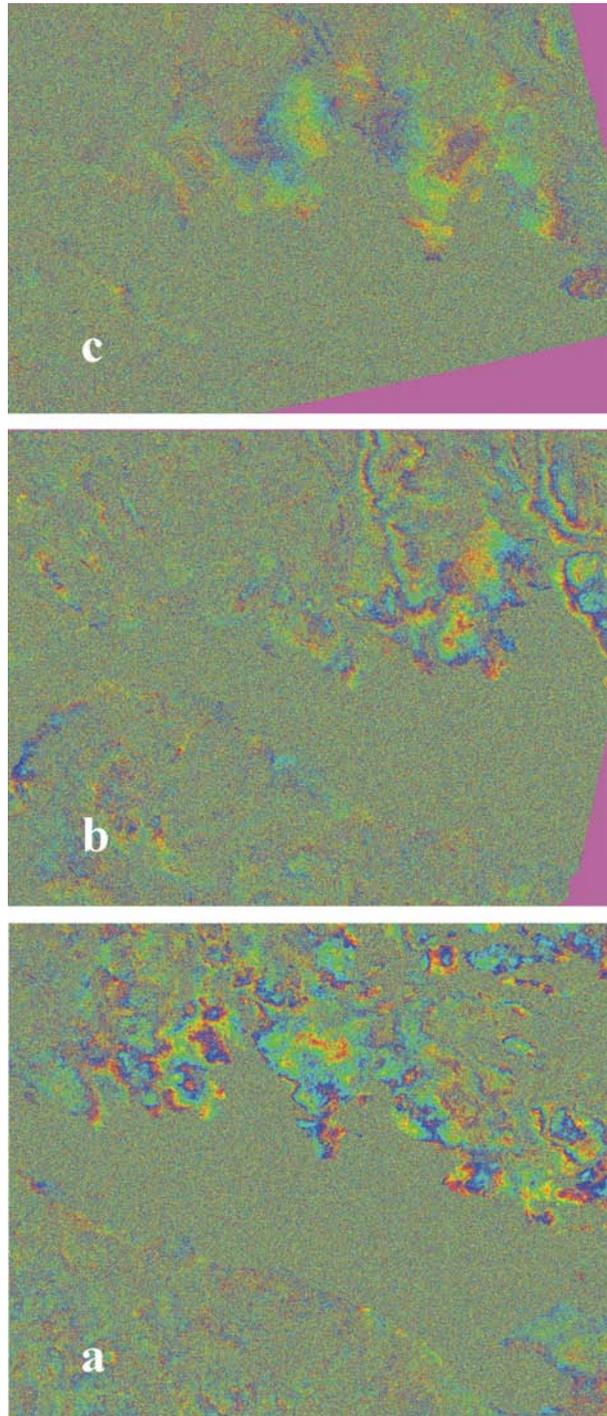
L'analyse des différents interférogrammes particuliers nous permet de souligner trois points principaux: une distribution de la cohérence qui dépend de la durée de l'interférogramme, une évaluation de la déformation cosismique et de son incertitude, et l'évidence de délais de phase corrélés avec la topographie. En Fig. 3.13, Fig. 3.14 et Fig. 3.15, nous présentons des exemples d'interférogrammes pour chaque "track", caractérisés par des durées temporelles croissantes. La première figure montre des interférogrammes couvrants un intervalle de temps moyen de 70 jours. Un bon signal est présent aussi bien au nord qu'au sud du golfe. Les franges de déformation présentes dans l'interférogramme du track descendant 2 (Fig. 3.13b) sont clairement distinguables du bruit, complètement incohérent, de la mer.

En regardant des interférogrammes ayant une durée temporelle plus importante (Fig. 3.14), on peut facilement noter que des différences de cohérence commencent à apparaître de part et d'autre du golfe. Ces images concernent des périodes allant de 7 à près de 14 mois. La côte nord du Péloponnèse est encore visible grâce à la présence de villes (telles que Xylokastro et Aigion) situées le long de la mer, mais dans les zones plus à l'intérieur des terres le signal est plus faible. Le côté nord, en revanche, est caractérisé par un signal plus continu et distinct, en présentant tout de même une remarquable différence de cohérence entre les zones situées à l'est et à l'ouest de la région épiscopale (le cap Psaromita) (Fig. 3.14b). Cette perte de cohérence entre les deux parties du Golfe de Corinthe est liée à la présence de végétation, de champs cultivés et de forêts au sud et à l'ouest du côté nord, alors que le paysage dans la région à l'est de Psaromita est le plus souvent composé de garrigue et maquis.



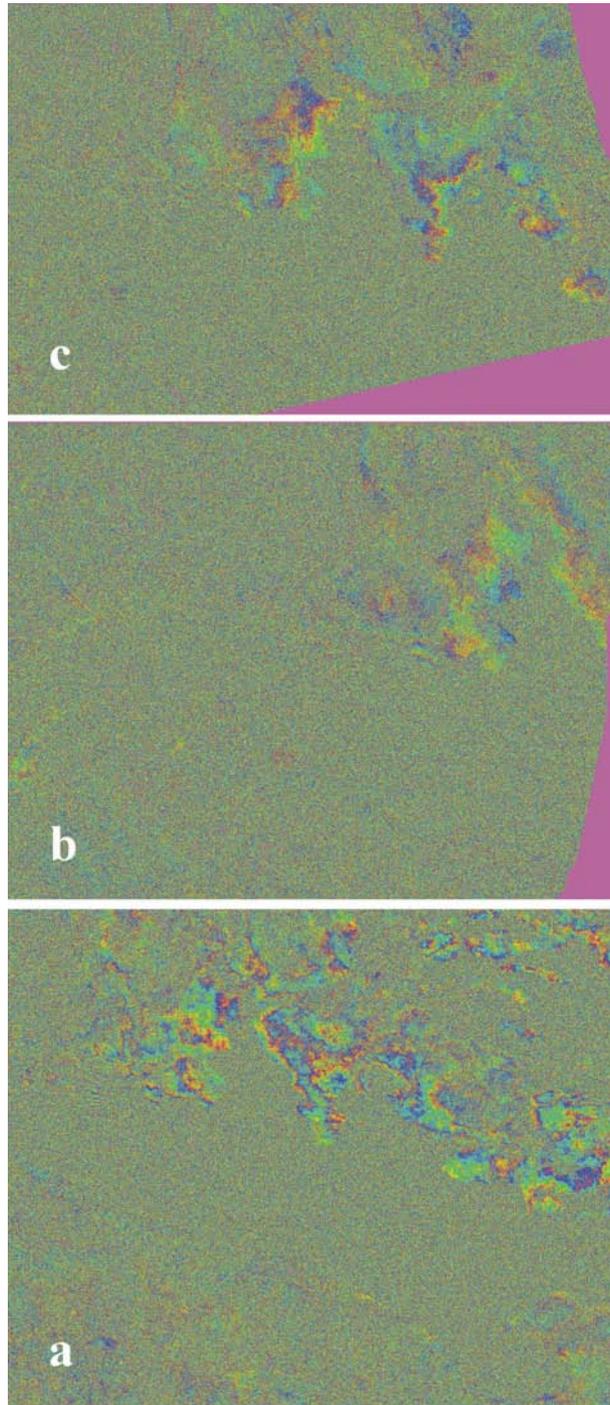
**Fig. 3.13:** Les interférogrammes correspondant à des périodes d'investigation courtes montrent une réponse du signal assez distincte surtout au nord du golfe. Ces images de différence de phase couvrent un intervalle de temps moyen de 70 jours (? 2.3 mois): (a) interférogramme [03/08/99-11/10/99] ( $h_a=147m$ ) appartenant au "track" 1; (b) interférogramme [29/04/95-09/07/95] ( $h_a=374m$ ) relatif au "track" 2; (c) interférogramme [06/06/2000-15/08/2000] ( $h_a=884m$ ) appartenant au "track" montant 3.

**Fig. 3.13:** Interferograms spanning a short time interval show a clear signal. They cover an average period of 70 days (? 2.3 months): (a) interferogram [03/08/99-11/10/99] ( $h_a=147m$ ; track 1); (b) interferogram [29/04/95-09/07/95] ( $h_a=374m$ ; track 2); (c) interferogram [06/06/2000-15/08/2000] ( $h_a=884m$ ; track 3).



**Fig. 3.14:** Les interférogrammes correspondant à des périodes d'investigation de l'ordre des mois montrent une réponse du signal moins distincte que la Fig. 3.13. Ces images de différence de phase couvrent un intervalle de temps allant de 7 à près de 14 mois: (a) interférogramme [02/09/97-05/05/98] ( $h_a=286\text{m}$ ) appartenant au "track" 1; (b) interférogramme [06/10/96-04/05/97] ( $h_a=-295\text{m}$ ) relatif au "track" 2; (c) interférogramme [13/04/99-06/06/00] ( $h_a=203\text{m}$ ) appartenant au "track" montant 3.

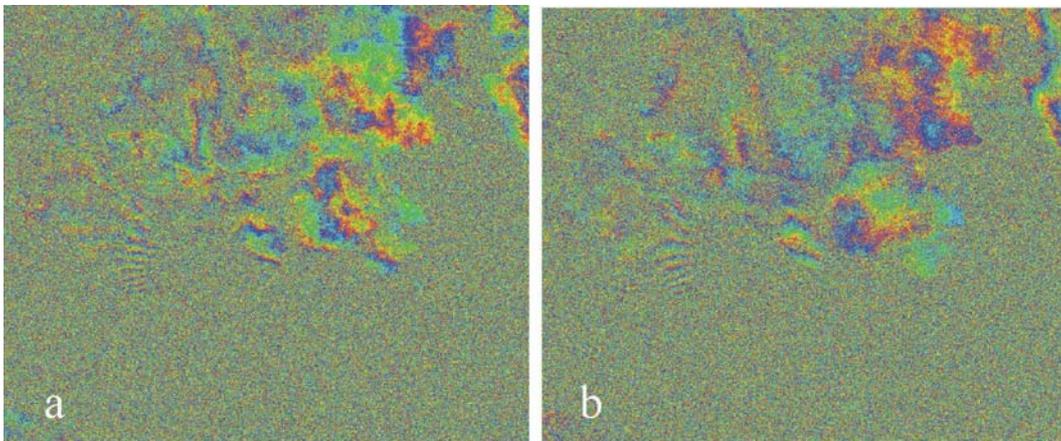
**Fig. 3.14:** Interferograms time intervals of some months (7 to 14 months) are less clear than Fig. 3.13: (a) interferogram [02/09/97-05/05/98] ( $h_a=286\text{m}$ ; track 1); (b) interferogram [06/10/96-04/05/97] ( $h_a=-295\text{m}$ ; track 2); (c) interferogram [13/04/99-06/06/00] ( $h_a=203\text{m}$ ; track 3).



**Fig. 3.15:** Les interférogrammes correspondent à des périodes d'investigation relativement longues montrent une réponse du signal parfois très difficile, voire impossible, à interpréter. Ces images de différence de phase couvrent une période de temps très différente (de 3.8 à près de 7.1 ans): (a) interférogramme [19/09/92-09/07/96] ( $h_a=389m$ ) appartenant au "track" 1; (b) interférogramme [12/11/92-17/08/97] ( $h_a=-286m$ ) relatif au "track" 2; (c) interférogramme [19/07/93-15/08/00] ( $h_a=-232m$ ) appartenant au "track" montant 3.

**Fig. 3.14:** Interferograms time intervals of some years (3.8 to 7.1 years) show a signal which is very difficult to detect: (a) interferogram [19/09/92-09/07/96] ( $h_a=389m$ ; track 1); (b) interferogram [12/11/92-17/08/97] ( $h_a=-286m$ ; track 2); (c) interferogram [19/07/93-15/08/00] ( $h_a=-232m$ ; track 3).

De plus, à la base de la végétation, les calcaires mésozoïques du côté nord présentent des variations des caractéristiques diélectriques beaucoup plus faibles que les sédiments alluviaux plio-quaternaires soulevés au sud, par l'activation des failles normales. Le contenu en eau et la capacité de rétro-diffusion du signal de ces sédiments sont beaucoup plus sensibles aux variations météorologiques d'une saison à l'autre. Cela se traduit pour des interférogrammes couvrants des périodes de quelques années (Fig. 3.15) par la quasi complète disparition du côté sud et de la partie nord-occidentale du golfe à l'exception de quelques agglomération. Dans ces régions les interférogrammes sont très difficiles, voire impossibles à exploiter. Nous avons constaté que les interférogrammes cosismiques calculés révèlent un champ de déformation très comparable aux résultats des études précédentes (Bernard et al., 1997), sans différence visible du champ de franges d'un interférogramme à l'autre. De 9 à 10 franges existent dans la région du cap Psaromita, en face de la ville d'Aigion. Dans les meilleurs interférogrammes, les franges sont visible sur 12 (Fig. 3.11) à près de 24 km d'extension est-ouest (Fig. 3.13b).



**Fig. 3.16:** La figure montre les différences du champ de déformation cumulé relatif aux séismes de Galaxidi et Aigion. Les deux interférogrammes, [19/09/92-09/07/96](a) et [06/06/92-02/10/95] (b), appartiennent au track 1 et couvrent une période de temps similaire (respectivement de 3.8 et 3.4 ans).

**Fig. 3.16:** Figure shows the differences of the cumulated deformation field related to the Galaxidi and Aigion earthquakes. Both the interferograms, [19/09/92-09/07/96](a) and [06/06/92-02/10/95] (b), belong to the track 1 and they span a similar time period (respectively 3.8 and 3.4 years).

D'autres régions dans les interférogrammes présentent des franges qui ne peuvent pas être liées au séisme d'Aigion, parce que trop lointaines de la zone épiscopale. Les interférogrammes illustrés en Fig. 3.13, Fig. 3.14 et Fig. 3.15, montrent qu'autant le côté nord

du Golfe de Corinthe que le côté sud sont caractérisés par la présence de perturbations locales ainsi que de délais à plus grande échelle. Au nord de Galaxidi, ou à l'ouest et au sud de Desfina, dans la péninsule d'Agios Pangalos, ou, encore, dans celle d'Agios Nikolaos, au nord des Alkyonides, on peut facilement noter la présence de cycles de phase qui semblent suivre la topographie. Puisque la contribution topographique a été minimisée grâce à l'utilisation d'un bon modèle numérique de terrain SPOT de précision moyenne de 16 m (Contrucci, 1995), nous interprétons ces franges comme étant liées à une contribution troposphérique.

Ces artefacts troposphériques d'amplitude typique 10-20 mm et de longueur d'onde typique de quelques kilomètres posent un problème pour la détection de petits mouvements tectonique, qu'il s'agisse des mouvements verticaux long-terme (sismique ou non) existants entre le côté nord (subsidence) et le sud (surrection) du golfe, ou d'un éventuel relâchement post-sismique après le tremblement de terre d'Aigion. Les résultats très homogènes obtenus par GPS (chapitre précédent) nous enseignent que ces mouvements, s'ils existent, sont petits (= 1-2 mm/an en horizontal, = 5 mm/an en vertical). Afin d'atteindre ou dépasser une telle précision avec l'interférométrie radar (ce qui est théoriquement possible d'après les travaux du POLIMI), une analyse très approfondie de la contribution troposphérique a été menée à partir des interférogrammes du Golfe de Corinthe et est présentée par la suite.

### **3.7 Etude troposphérique**

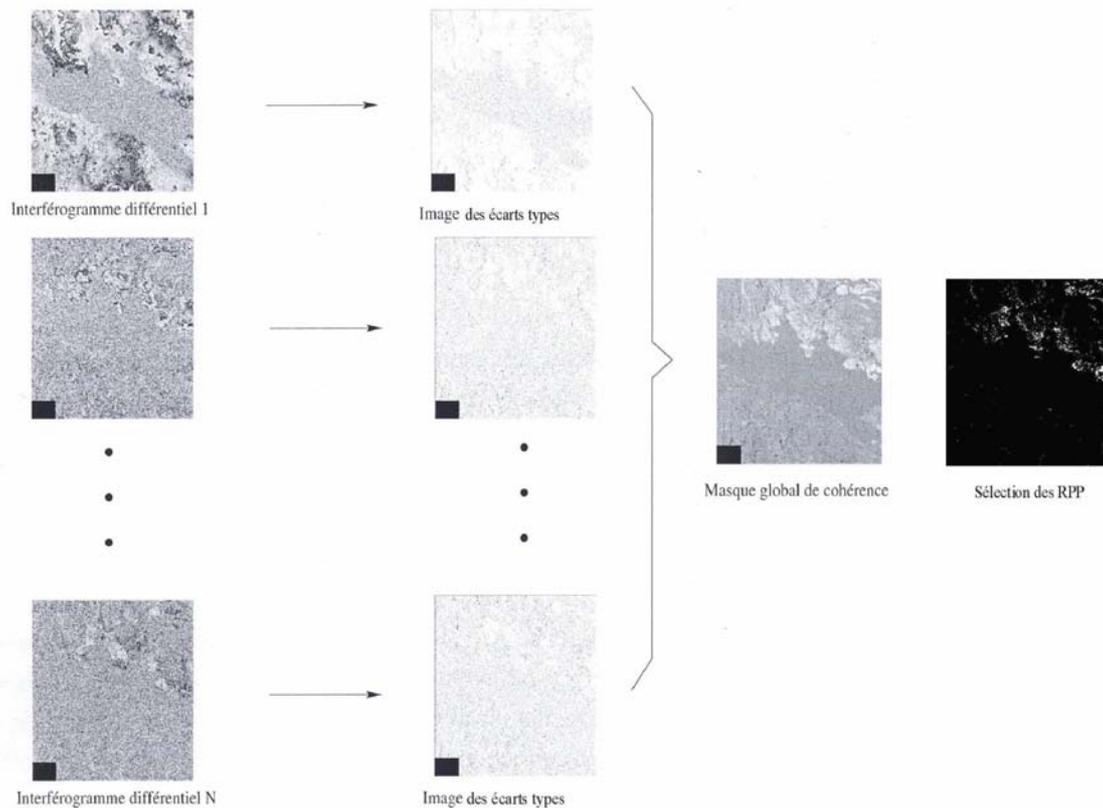
La présence de délais atmosphériques dans les interférogrammes représente une des limites les plus importantes en interférométrie radar. Divers travaux et méthodes ont déjà été proposés sur ce sujet. Dans la littérature, les estimations des contributions atmosphériques dans la phase interférométrique se basent principalement sur trois approches différentes: à partir de données auxiliaires, telles que la température, la pression, la pression de la vapeur d'eau, l'indice de réfraction du milieu traversé, etc. (Tarayre & Massonnet, 1994; Tarayre, 1996; Zebker et al., 1997; Delacourt et al., 1998); à partir de l'interférogramme lui-même et des données géométriques d'acquisition, telles que la ligne de base, l'angle d'incidence, la distance radar-cible, etc. (Sandwell & Price, 1998; Ferretti et al., 2000; Ferretti et al., 2001); à partir des seuls interférogrammes (Sarti et al., 1999; Beauducel et al., 2000; Di Bisceglie et al., 2001; Inglada & Adragna, 2002). Par rapport aux deux premières approches, la dernière présente le grand avantage d'être indépendante de toutes autres données mise à part l'interférogramme. Une partie des études mentionnées (Ferretti et al., 2000; Beauducel et al., 2000; Ferretti et al., 2001) a montré que la détection et la quantification des effets troposphériques dépend de manière cruciale d'une bonne connaissance de réflecteurs permanents (RP) et de la cohérence de la région. La cohérence (cohérence spatiale) est un indicateur de la fiabilité des informations données par la phase d'un pixel d'un interférogramme et son analyse permet d'estimer certains paramètres de l'état de surface.

Ici, nous présentons une nouvelle approche méthodologique pour la correction des effets troposphériques qui s'inscrit dans la troisième des catégories mentionnées et est appliquée au Golfe de Corinthe. L'approche développée reprend et approfondit les travaux de Beauducel et al. (2000) qui ont montré qu'une corrélation phase/altitude des pixels les plus cohérents peut être mise en relation avec les artefacts troposphériques à moyenne longueur d'onde (effet du relief). De plus, notre apport intègre la correction d'hétérogénéités troposphériques locales dans les interférogrammes non prise en compte précédemment.

#### **3.7.1 Carte de cohérence et Réflecteurs Potentiellement Permanents (RPP)**

L'identification fiable de corrélation phase/altitude nécessite la sélection de pixel cohérents afin de ne considérer que des valeurs de phase fiables.

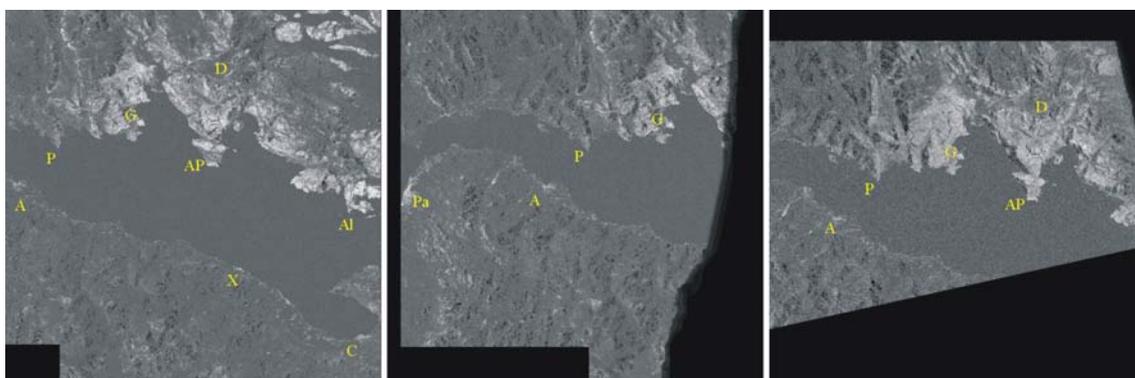
Dans ce but, à partir des interférogrammes, on a essayé de déduire des informations sur la cohérence de la région à l'échelle du pixel particulier de l'image. Cette analyse est basée pour chaque interférogramme sur une analyse par fenêtre glissante 3x3 des valeurs de phase des pixels voisins du pixel analysé à partir de laquelle on obtient une image de l'écart type de phase sur les 9 pixels considérés. Plus l'écart type est petit, plus le cluster 3x3 est dit "cohérent" (Fig. 3.17). Cette méthode par fenêtres glissantes 3x3 est la plus simple possible. Des tests effectués avec des fenêtres 5x5 (Van Gorp, 2003) ne montrent pas de différences significatives. En fusionnant les images particulières d'écart type ainsi produites pour chaque interférogramme, on obtient une carte de cohérence beaucoup plus contrastée et qui met en relief tous les pixels les plus cohérents. Ils s'agit donc de ceux qui en moyennant répondent toujours de la même façon par rapport à leur voisins.



**Fig. 3.17:** Schéma qui représente le calcul de la carte collective de cohérence par sommation des images d'écart type particulières obtenues pour chaque interférogramme. L'exemple ici montré correspond à la carte de cohérence du "track" 1. L'application d'un seuil aux images de cohérence permet de conserver un certain nombre de pixels que nous appelons "Réflecteurs Potentiellement Permanents" (RPP).

**Fig. 3.17:** Sketch of the collective coherence map computation. For each pixel of a given interferogram, the analysis of the phase value of this pixel with respect to the neighbours is performed on a sliding window 3x3 and a standard deviation value is associated to that pixel. The coherence map is obtained by stacking each "standard deviation" image. A threshold on the collective coherence map selects a number of pixels called "Potentially Permanent Scatterers" (in french, RPP). It is shown the example of the coherence map of the track 1.

L'image de cohérence sera ensuite utilisée pour « masquer » les images de différence de phase où la cohérence est très basse et où, donc, l'information de phase est perdue. L'application de tel ou tel seuil permet de conserver un nombre de pixels ajustables. Pour chaque "track" utilisé (Fig. 3.18), une telle carte de cohérence totale collecte tous les pixels où la cohérence est maintenue sur une longue période de temps, tels que les villes ou les couches de calcaires affleurants au coté nord du golfe et permet de réduire de quelques millions à quelques milliers le nombre de pixels utilisés pour la suite de l'étude troposphérique mais aussi pour la suite de l'analyse des champ de déformation. Le nombre de points d'échantillonnage restants (quelques milliers) est intermédiaire entre la densité d'un réseau GPS et la densité d'une image SAR brute.



**Fig. 3.18:** Cartes de cohérence obtenues à partir des interférogrammes relatifs au trois "tracks" utilisés en cette étude: le "track" 1 (a), le "track" 2 (b) et le "track" montant 3 (c). Les lettres en jaune sont un abrégé de certains noms de lieux: A=Aigion; X=Xylokaastro; C=Corinthe; P=Psaromita; G=Galaxidi; D=Desfina; Al=Alkyonides; AP=Agios Pangalos.

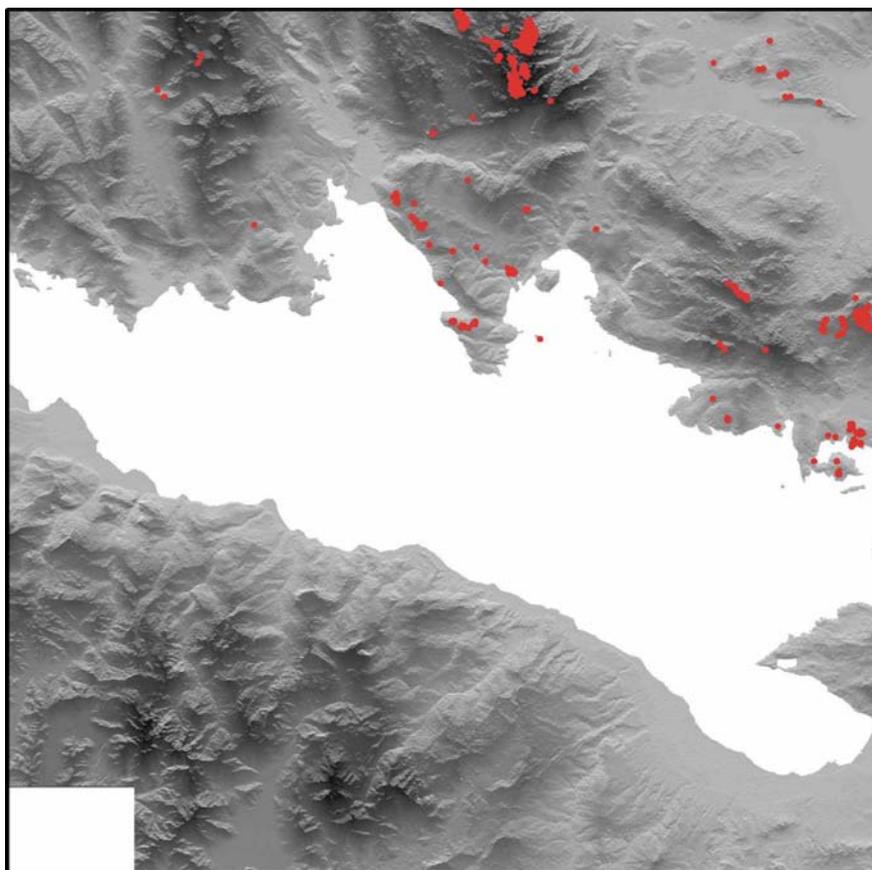
**Fig. 3.18:** Collective coherence map obtained for the three tracks: track 1 (a); track 2 (b) and track 3 (c). Letters in yellow indicate the names of the places present in the text: A=Aigion; X=Xylokaastro; C=Corinthe; P=Psaromita; G=Galaxidi; D=Desfina; Al=Alkyonides; AP=Agios Pangalos.

Le masque de cohérence collectif étant basé sur un grand nombre d'images, il est obligatoirement moins sensible aux effets locaux et temporels relatifs aux déformations ou aux effet troposphériques. Presque tout le côté sud du golfe de Corinthe est masqué, sauf quelques petits domaine en particulier sur les villes d'Aigion et Xylokaastro. Le côté nord du golfe, en revanche, présente une meilleure cohérence, surtout dans une bande de 3 à 10 km de large située tout le long de la côte. Sur le terrain, la région est très rocheuse avec une végétation clairsemée garrigue, parfois de maquis. Des endroits très cohérents sont la région de Galaxidi, de la péninsule d'Agios Pangalos, au sud de Desfina, et la péninsule d'Agios Nikolaos au nord des îles Alkyonides (Avallone & Briole, 2000). L'application d'un seuil aux

images de cohérence permet de conserver un certain nombre de pixels que nous appelons "Réflecteurs Potentiellement Permanents".

### 3.7.2 Les Réflecteurs Permanents (RP)

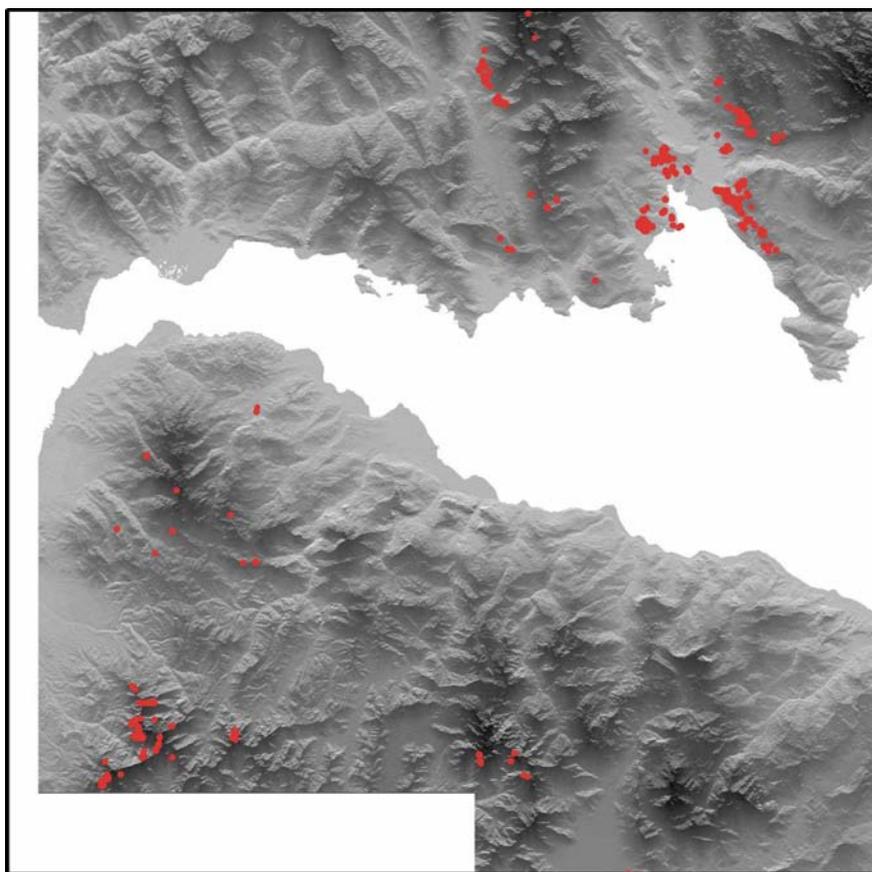
Le repérage, parmi tous les pixels d'un interférogramme, des pixels les plus cohérents est un préalable indispensable à toute l'analyse qui suit. Comme cela est détaillé dans l'article présenté en annexe, nous avons produit, pour chaque "track", à partir des Réflecteurs Potentiellement Permanents (RPP) définis précédemment une carte des "réflecteurs permanents", par la suite appelés RP. Les Fig. 3.19, Fig. 3.20 et Fig. 3.21 montrent la localisation des RP respectivement pour le "track" 1, les "track" 2 et le "track" montant 3.



**Fig. 3.19:** Réflecteurs permanents (RP) du "track" descendant 1 (en rouge) superposés au modèle numérique ombré de terrain (MNT) du Golfe de Corinthe. Le cadre qui borde le MNT correspond à la région couverte par les interférogrammes.

**Fig. 3.19:** Permanent Scatterers (in french RP, in red) of the descending track 1 superimposed on the shaded DEM of the Gulf of Corinth. The thick black box bordering the shaded DEM indicates the region covered by the interferograms of this track.

Les RP sont un sous-ensemble des RPP montrant une plus grande cohérence spatiale et temporelle. En effet, comme il est montré par la suite (Fig. 3.24), les RPP n'auraient pas été sélectifs pour mener à bien notre étude. La Fig. 3.19 montre que les interférogramme du "track" descendant 1 ne possèdent pas de RP au sud du golfe. Ceux-ci sont surtout concentrés sur le côté nord du Golfe de Corinthe, et, plus précisément, près de la péninsule de Agios Nikolaos, au nord des îles Alkyonides, et dans celle d'Agios Pangalos, au sud de Desfina, et dans les monts du Parnasse au nord de Desfina. Aucun RP n'est trouvé dans la région touchée par le séisme d'Aigion de 1995.

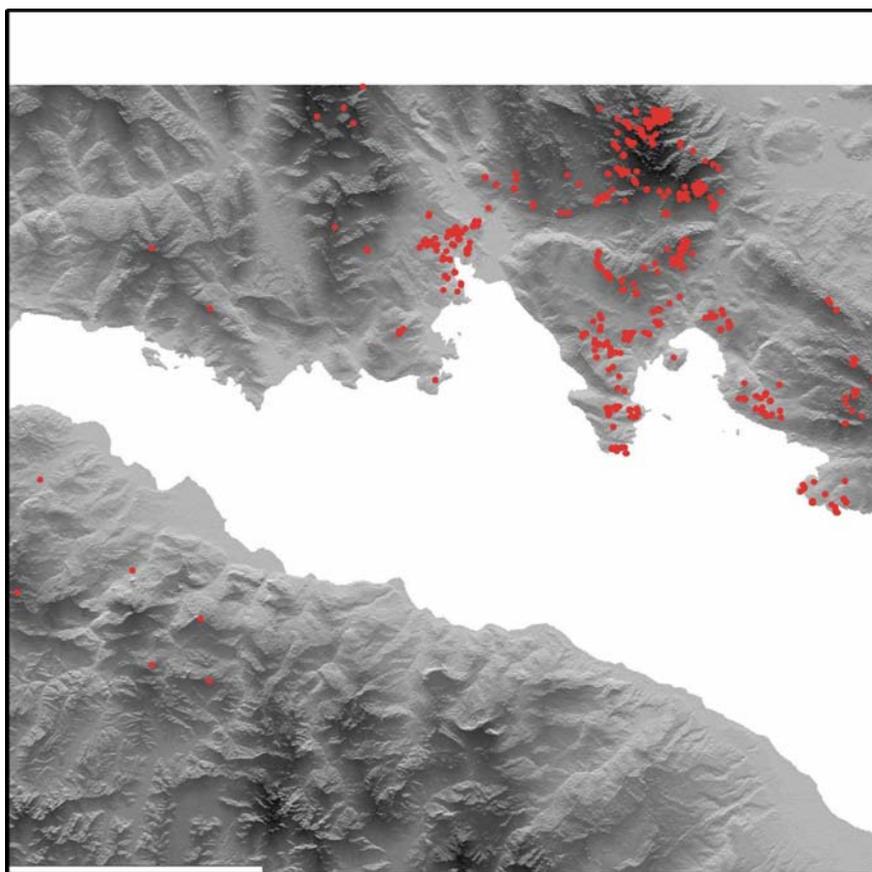


**Fig. 3.20:** Réflecteurs permanents (RP) du "track" descendant 2 (en rouge) superposés au modèle numérique ombré de terrain du Golfe de Corinthe. Le cadre qui borde le MNT correspond à la région couverte par les interférogrammes.

**Fig. 3.20:** Permanent Scatterers (in french RP, in red) of the descending track 2 superimposed on the shaded DEM of the Gulf of Corinth. The thick black box bordering the shaded DEM indicates the region covered by the interferograms of this track.

La localisation des RP obtenue pour le "track" descendant 2 confirme que le Golfe d'Itea sur le côté nord du Golfe est beaucoup plus cohérents que les régions à l'ouest, telles que notamment le cap Psaromita. En outre, des RP existent dans quelques secteurs des reliefs

calcaire du Péloponnèse. Le "track" montant, enfin, montre, comme pour le "track" 1, une importante concentration de RP sur le côté nord du Golfe de Corinthe. Quelques RP isolés apparaissent dans le sud, mais ces sont encore une fois géométrie d'acquisition définit la région au nord de Galaxidi, la péninsule d'Agios Pangalos au sud de Desfina et la bordure sud du Parnasse les plus cohérentes.



**Fig. 3.21:** Réflecteurs permanents du "track" montant 3 (en rouge) superposés au modèle numérique ombré de terrain du Golfe de Corinthe. Le cadre qui borde le MNT correspond à la région couverte par les interférogrammes.

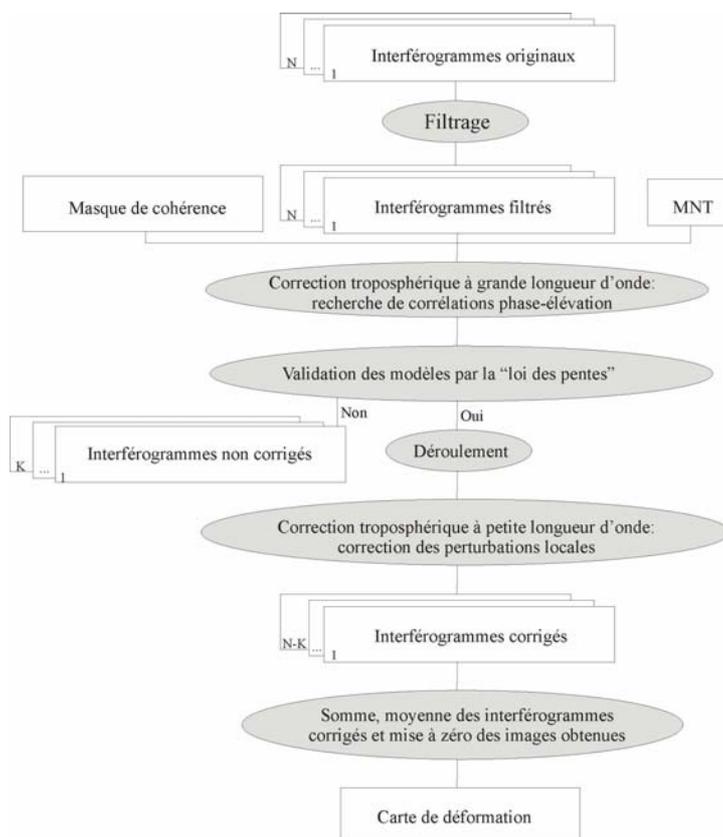
**Fig. 3.21:** Permanent Scatterers (in french RP, in red) of the ascending track 3 superimposed on the shaded DEM of the Gulf of Corinth. The thick black box bordering the shaded DEM indicates the region covered by the interferograms of this track.

En regardant les trois figures illustrées ci-dessus, on comprend bien aussi une des limites de notre méthode: la répartition des RP n'est pas du tout homogène.

La méthode appliquée pour la recherche des réflecteurs permanents naturels est robuste, comme il est montré dans l'article, mais se heurte au problème de la distribution spatiale qui peut être très hétérogène. Un problème similaire avait été rencontré par Beauducel et al. (2000) à l'Etna.

### 3.7.3 Chaîne complète de traitement

L'étude menée sur la détection de la contribution troposphérique dans les interférogrammes est le résultat d'une étroite collaboration avec le Département de Traitement d'Images de l'Ecole Nationale Supérieure des Télécommunications. Par la suite on montrera les grandes lignes de la méthode développée pendant cette collaboration. Des détails sont présentés en annexe dans l'article faisant partie des Proceedings de IGARSS'03 (*International Geoscience and Remote Sensing Symposium*) (Chaabane et al., 2003, et en annexe 3.C) et davantage d'information figurent dans la thèse de Chaabane (*en prep.*). L'étude troposphérique mis au point pendant cette collaboration consiste dans une chaîne de traitement, dont un schéma simplifié est illustré en Fig. 3.22, appliquée à toute la base de données disponible pour le Golfe de Corinthe.



**Fig. 3.22:** Schéma simplifié de la chaîne de traitement pour l'analyse des effets troposphériques présents dans les interférogrammes.

**Fig. 3.22:** Simplified diagram of the processing chain for the tropospheric effects detection and correction in the interferograms.

La chaîne de traitement comprend en quatre étapes principales: le filtrage des interférogrammes, une correction d'un délai horizontalement homogène à l'échelle de toute la

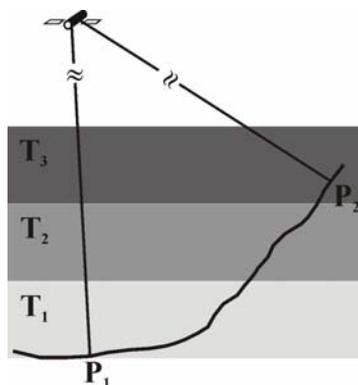
scène ('échelle globale'), le déroulement des interférogrammes et, enfin, une correction à plus petite échelle ('échelle locale') qui permet de détecter et réduire les perturbations locales éventuellement présentes dans les interférogrammes.

### 3.7.4 Filtrage

D'après les exemples montrés dans les paragraphes précédents, on comprend que la qualité et la cohérence des interférogrammes sont très variables, dépendant de la ligne de base et de l'intervalle de temps couvert par les images. Pour cette raison, avant de commencer le « traitement troposphérique », une technique de filtrage du bruit de décorrélation, qui affecte la phase avant déroulement, a été appliquée à tous les interférogrammes qui constituent notre base de données. Ce filtrage exploite la modélisation locale de la phase complexe par une sinusoïde bidimensionnelle décrite par deux fréquences (Trouvé et al., 1998). En réduisant le bruit dans les interférogrammes, la phase filtrée permet une modélisation plus fiable des corrélations phase/altitude. L'amélioration de la modélisation des effets troposphériques en utilisant cette technique de filtrage fait l'objet d'un papier joint dans l'annexe 3.B (Chaabane et al., 2002). Nous ne la détaillerons pas davantage ici.

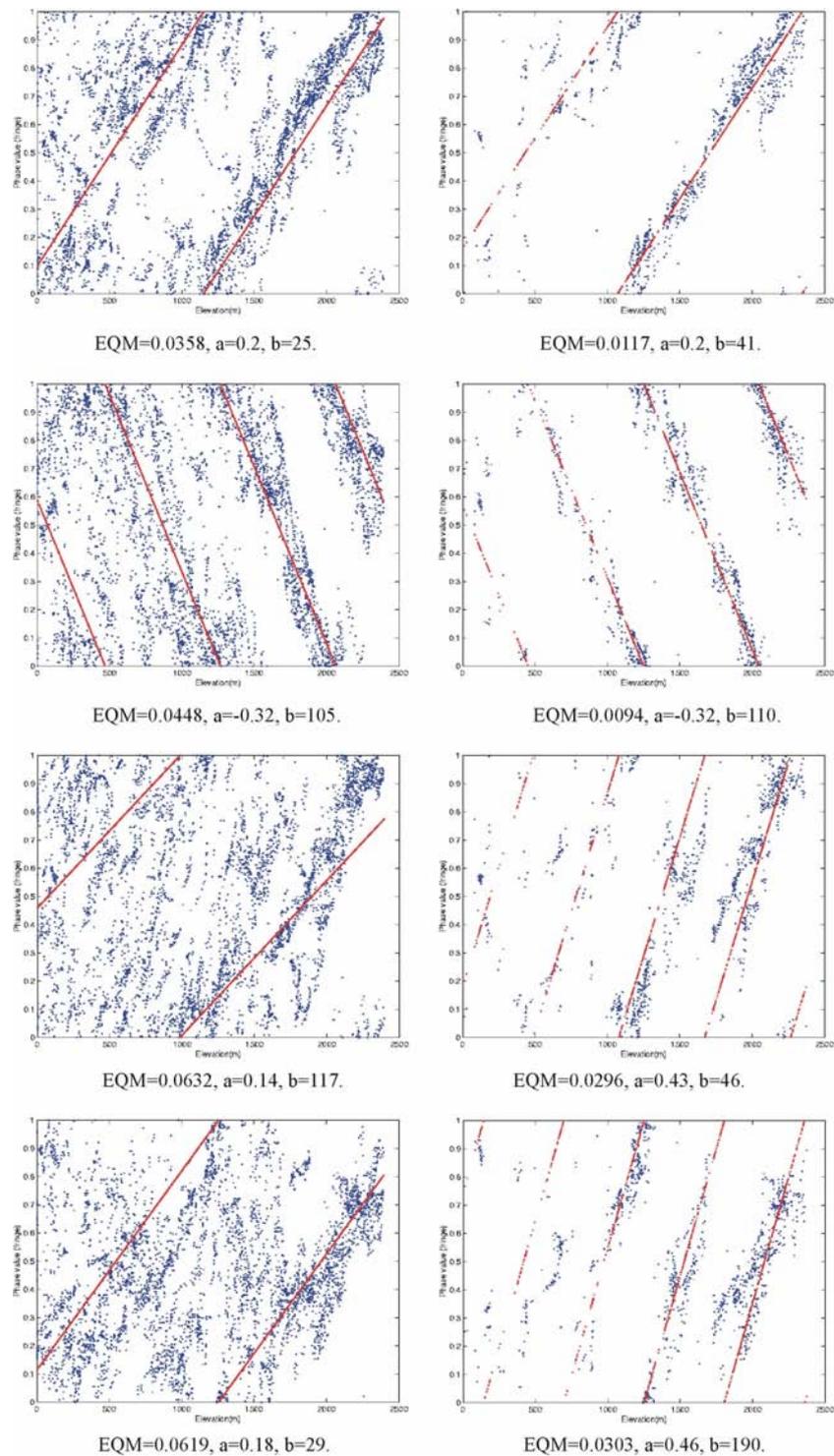
### 3.7.5 Correction troposphérique globale et leur validation

La correction troposphérique appliquée à l'échelle globale de l'interférogramme se base sur un modèle de troposphère très simple, dont un schéma est illustré en Fig. 3.23. Supposons au premier ordre que la troposphère soit un milieu horizontalement homogène et considérons une région d'observation qui présente un certain relief.



**Fig. 3.23:** Ce schéma illustre le modèle d'une troposphère horizontalement homogène qui a été prise en compte pour la correction des effets troposphériques à grande longueur d'onde.

**Fig. 2.33:** 1<sup>st</sup> order model of horizontally homogeneous troposphere for the global atmospheric corrections step.



**Fig. 3.24:** La figure montre des exemples de corrélations phase/altitude en utilisant les RPP (gauche) et les RP (droite).

**Fig. 3.24:** Examples of phase/elevation correlations using the RPP (left) and the RP (right).

Les ondes radar réfléchies aux pieds des montagnes subissent un retard plus important que celles retro-diffusés aux sommets. Cela s'explique par le simple fait que les premières ont

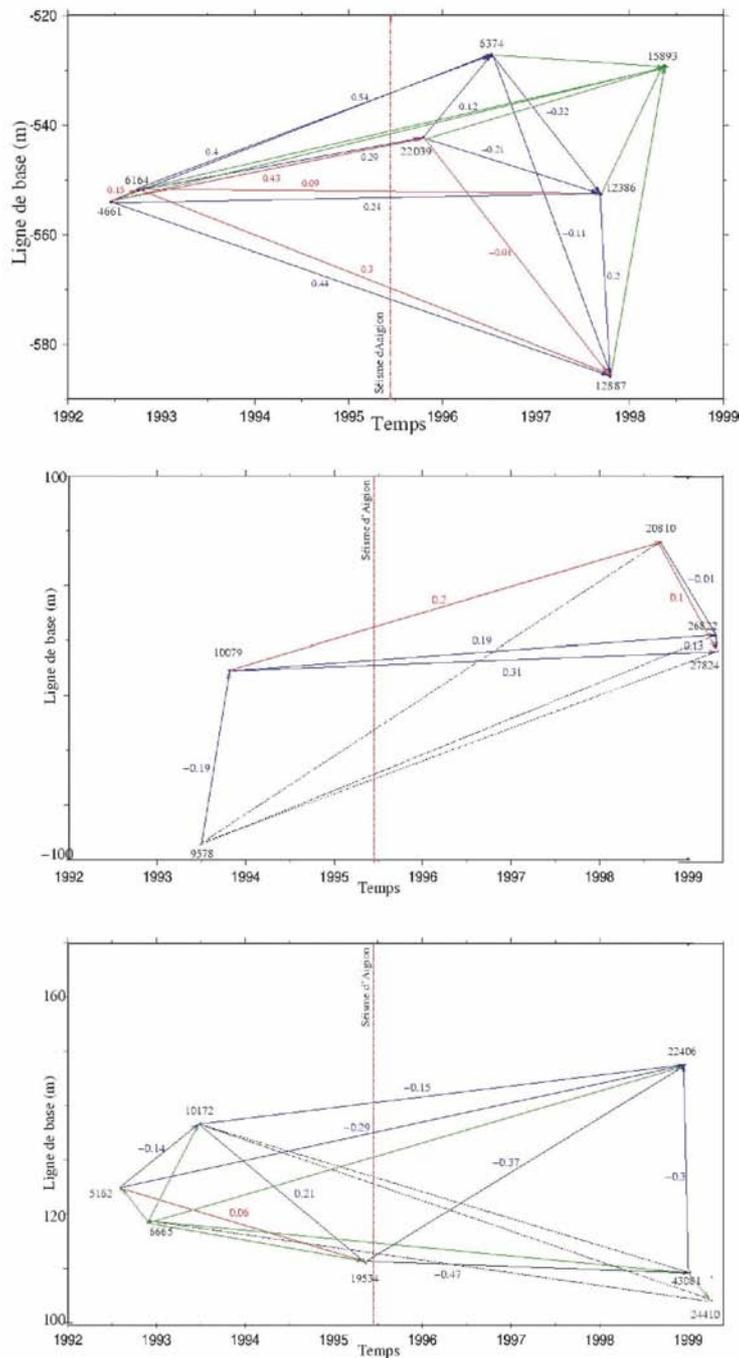
parcourus un trajet plus long que les deuxièmes à travers les différentes couches troposphériques.

Le retard relatif subi par les ondes du même faisceau devrait se traduire dans des corrélations entre la phase des pixels de l'interférogramme et leur élévation (Beauducel et al., 2000).

Les pixels les plus cohérents sélectionnés par la carte collective de cohérence représentent les réflecteurs potentiellement permanents (déjà définis précédemment RPP). Ils permettent de produire une première modélisation linéaire des corrélations phase/altitude (Fig. 3.24, gauche). Malgré leur cohérence (déduite du masque global de cohérence), les pixels RPP ne sont pas tous robustes par rapport aux modèles de troposphère calculés. Ceci est dû essentiellement aux perturbations atmosphériques locales et aux erreurs résiduelles encore présentes dans les interférogrammes, surtout à basses altitudes. On procède alors à une sélection plus stricte. Les meilleurs modèles de variation phase/altitude et les interférogrammes correspondants sont sélectionnés en utilisant l'erreur quadratique moyenne. Pour chaque interférogramme concerné et en chaque pixel RPP, l'erreur entre la phase filtrée et la phase estimée par le modèle est calculée. Seuls les pixels avec des erreurs faibles pour tous les modèles sont finalement sélectionnés en tant que réflecteurs permanents (RP). A partir des pixels les plus cohérents de la carte collective de cohérence (~5000), seulement une petite partie (1186) a été conservée comme RP. Des nouveaux modèles sont alors recalculés, cette fois-ci, pour tous les interférogrammes de la base de données à notre disposition (Fig. 3.24, droite). Pour que les modèles ainsi obtenus puissent être considérés fiables, les corrélations phase/altitude doivent être validés par une méthode rigoureuse. La méthode de validation des paramètres des modèles de troposphère exploite le principe même de construction d'un interférogramme différentiel. Pour un triplet d'interférogrammes différentiels AB, BC et AC, générés à partir des images SAR A, B et C, il existe une relation vectorielle entre les paramètres des modèles:

$$\varphi_{AC} = \varphi_{AB} + \varphi_{BC}$$

Cette relation vectorielle se réfère à la deuxième loi de Kirchoff, ou « loi des mailles » dans un circuit électrique (Terrell & Collins, 1999). Par analogie, on la notera « loi des pentes ». Celle-ci stipule que la somme algébrique des paramètres  $\varphi$  (dans notre cas, les pentes des corrélations) le long d'un circuit (triplet d'interférogrammes) est constamment nulle. C'est en nous fondant sur cette loi que nous pouvons déterminer les paramètres valides et les paramètres mal estimés.



**Fig. 3.25:** Les figures montrent des exemples de l'application de la méthode de validation des paramètres ? (pentes) des corrélations phase/altitude. Ces exemples concernent les familles d'interférogrammes (Fig. 3.9) plus nombreuses du "track" 1 (haut), du "track" 2 (centre) et du "track" 3 (bas). Suite à cette opération, 22 interférogrammes (sur 43) du "track" 1, 14 interférogrammes (sur 31) du "track" 2 et 7 interférogrammes (sur 11) du "track" 3, ont été vérifiés et validés.

**Fig. 3.25:** The validation method of the parameters ??inferred by the phase/elevation models is applied for each "family" of interferograms. Examples for the track 1 (top), the track 2 (centre) and the track 3 (down). A number of 22 interferograms among 43, 14 interferograms among 31 and 7 interferograms among 11 have been validated respectively for the track 1, the track 2 and track 3.

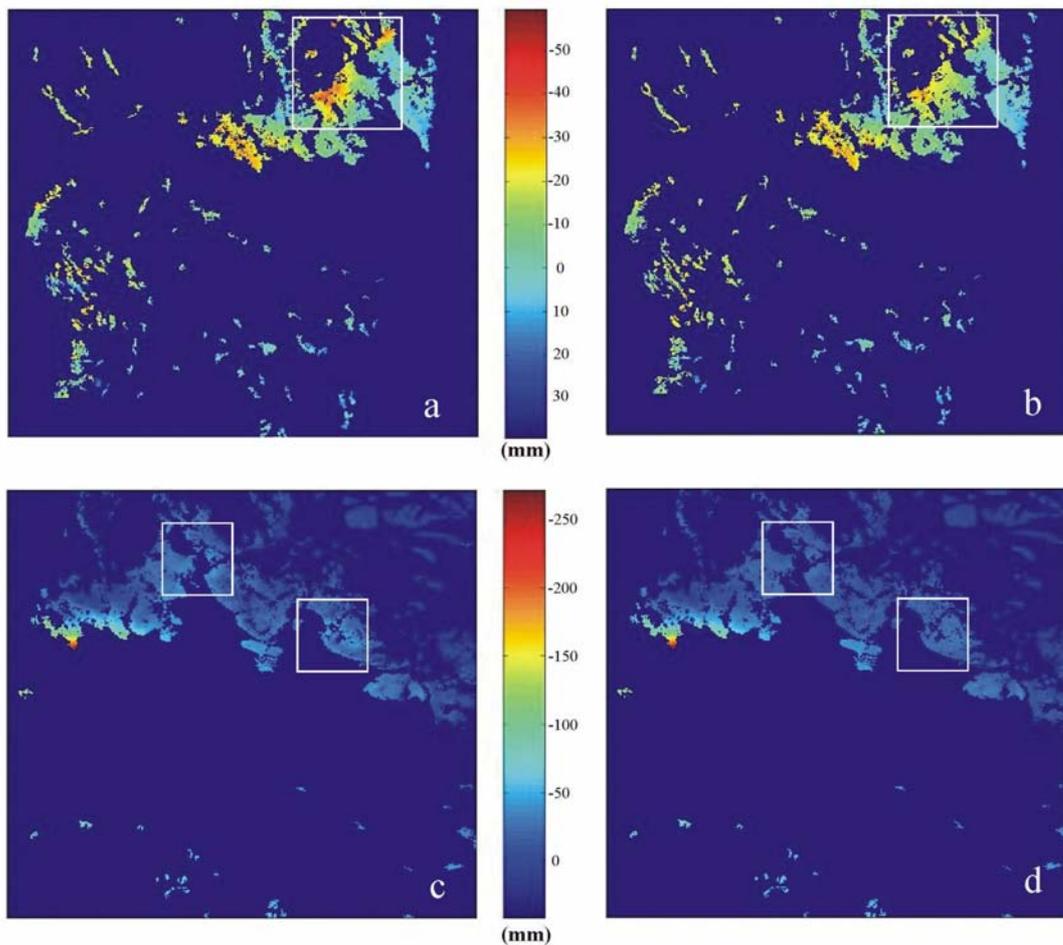
L'algorithme de validation proposé repose sur l'utilisation de l'algorithme de Bellman-Ford de recherche du plus court chemin (Even, 1979, Chaabane et al., 2003). Le principe général de l'algorithme est de vérifier que la somme algébrique dans tous les triplets formés par une famille d'interférogrammes différentiels est nulle. Cet algorithme nous permet de valider les modèles obtenus précédemment et de supprimer les estimations non fiables.

Appliqué à chacune des familles d'interférogrammes de chaque "track", ce contrôle n'est rien d'autre qu'une compensation en rien différente des compensations faites en GPS ou géodésie classique. La fermeture d'un tel réseau témoigne la robustesse de notre résultat. Ainsi, des corrélations linéaires ont pu être modélisées et vérifiées pour 22 interférogrammes (sur 43) relatifs au "track" 1, 14 interférogrammes (sur 31) du "track" 2 et 7 interférogrammes (sur 11) du "track" 3 (Fig. 3.25).

### **3.7.6 Déroulement des franges**

Une fois ce traitement appliqué à toute la scène, les interférogrammes sont déroulés afin d'enlever l'ambiguïté de phase et d'avoir une mesure continue des éventuelles perturbations locales. Pour cela, nous avons utilisé la méthode des moindres carrés pondérés (Ghiglia & Romero, 1994), une technique de déroulement globale qui cherche à trouver la valeur de phase exacte à partir de la mesure de différence de phase. Une pondération, qui reflète la confiance dans cette mesure de différence de phase, a été appliquée en utilisant la carte collective de cohérence, qui nous donne une mesure de fiabilité des pixels (Chaabane et al., 2003, et en annexe). Cela nous permet aussi d'appliquer le même masque à tous les interférogrammes du même "track".

La Fig. 3.26 montre deux exemples d'interférogrammes déroulés: un interférogramme post-sismique (en haut de la figure) et un interférogramme cosismique (en bas de la figure). Cette figure montre la présence d'anomalies de phase localisées (dans les inserts des images à gauche) probablement dues à des effets troposphériques locaux. Par la suite on décrira la procédure appliquée au sous-ensemble d'interférogrammes déjà corrigés de l'effet troposphérique à grande longueur d'onde afin de minimiser ces effets locaux.



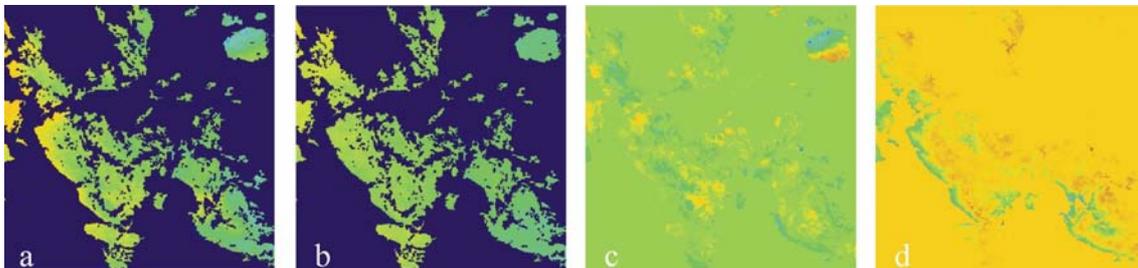
**Fig. 3.26:** Cette figure montre deux exemples d'interférogrammes déroulés: a) Interférogramme [19/05/96-17/08/97] du "track" 2; c) Interférogramme [19/09/92-07/10/97] du "track" 1. Après l'application de la correction de l'effet troposphérique à grande longueur d'onde, on retrouve plus facilement les évidences de perturbations locales sous forme de hautes fréquences localisées, visibles dans les inserts des deux images à gauche de la figure. L'apport de la correction des effets troposphériques locaux nous permet de réduire ces anomalies. Les images b) et d) correspondent aux mêmes interférogrammes que a) et c), mais corrigés des perturbations locales. Dans toutes les images présentées ici, les régions qui ne sont pas cohérentes ont été masquées pendant le déroulement grâce à l'utilisation de la carte collective de cohérence.

**Fig. 3.26:** Examples of unwrapped interferograms: a) postseismic interferogram [19/05/96-17/08/97] of the track 2; c) coseismic interferogram [19/09/92-07/10/97] of the track 1. The correction of the global tropospheric effect allows a much easier detection of high frequencies local perturbations (in white boxes in the images). Images b) and d) correspond to the interferograms a) and c) corrected of the local phase anomalies. Non coherent regions (dark blu) have been masked by using the collective coherence map.

### 3.7.7 Détection et corrections des effets troposphériques locales

Pour ce qui concerne les effets troposphériques locaux, la correction proposée suit la méthode introduite par Sarti et al. (1999). Ces auteurs montrent que pour un triplet d'interférogrammes, il est possible d'isoler les anomalies de phase locales relatives aux images SAR constituant les interférogrammes utilisés. Pour un triplet d'interférogrammes déroulés AB, BC, et AC, une

corrélation complexe, pondérée par la cohérence, est calculée entre les signaux de phase considérés. Dans notre contexte, le calcul des corrélations est effectué par triplets d'interférogrammes qui ne contiennent pas la déformation cosismique liée au tremblement de terre d'Aigion de 1995, parce qu'elle pourrait être interprétée comme une anomalie de phase d'origine troposphérique. Ceci ne constitue nullement une limite pour cette méthode puisque les perturbations locales ainsi trouvées pour chaque image SAR seront retirées à tous les interférogrammes à disposition (Fig. 3.26). Une fois les coefficients de corrélation calculés pour chaque triplet d'interférogrammes, nous cherchons à estimer les perturbations atmosphériques locales. Contrairement à l'approche proposée par Sarti et al. (1999), nous estimons les effets relatifs à une image SAR  $A$  à partir de tous les interférogrammes déroulés  $AX$  dérivés avec cette dernière et non seulement de l'un d'entre eux et des coefficients de corrélation. L'artefact identifié ne peut être attribué à l'image que si la condition suivante est vérifiée: le coefficient de corrélation de cette image est proche de l'unité alors que les deux autres sont proche de zéro. Analytiquement cette condition peut être exprimé par une fonction seuil de type continue telle que la fonction sigmoïde (Chaabane et al., 2003, en annexe) (Fig. 3.27).

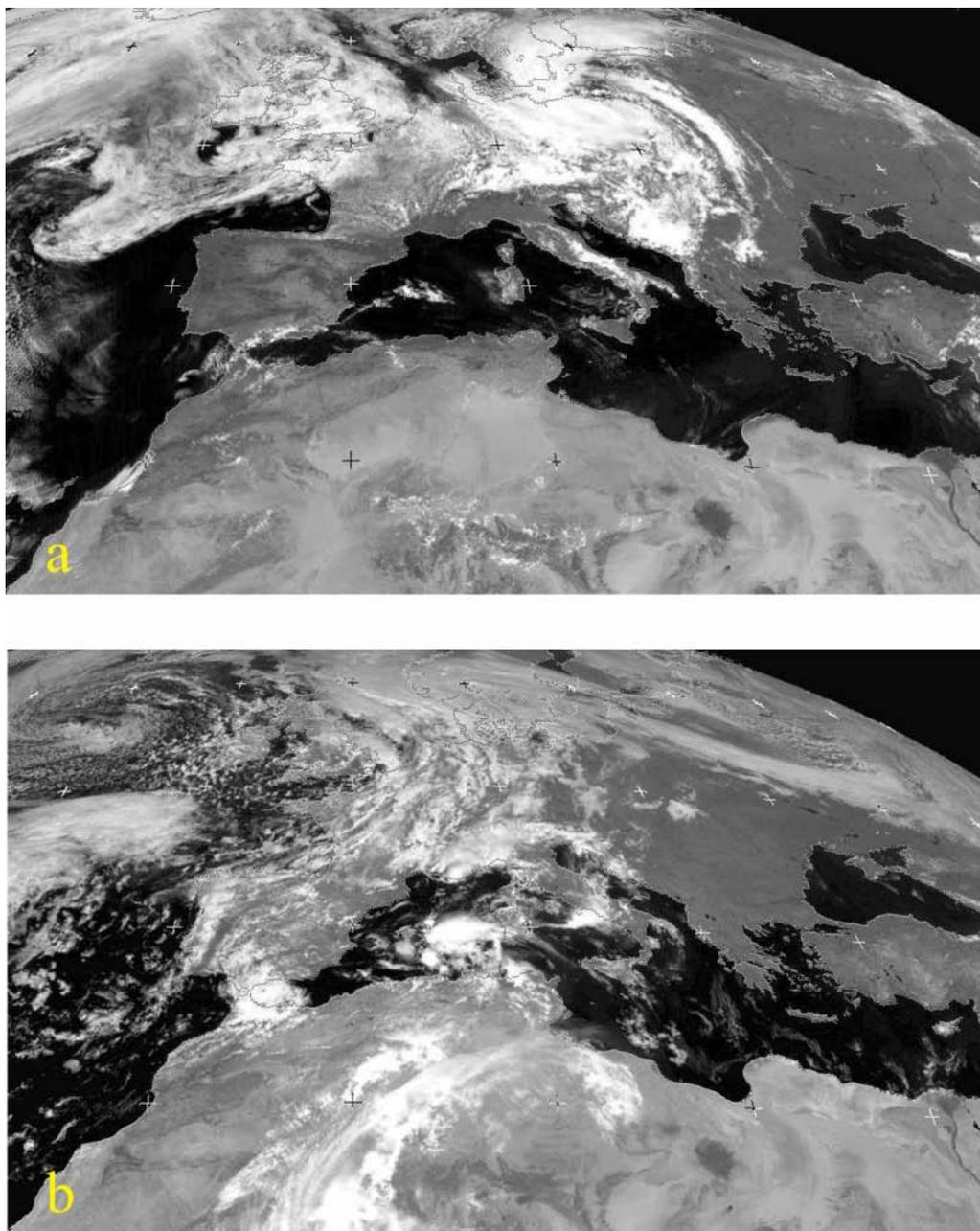


**Fig. 3.27:** Exemple de correction de perturbations locales. Les figures (a) et (b) montrent le cas de l'interférogramme [09/07/96-07/10/97] avant et après les corrections. Les figures (c) et (d) montrent les anomalies locales de phase respectivement pour l'image du 09/07/96 et pour celle du 07/10/97.

**Fig. 3.27:** Examples of local perturbations correction for the case of an interferogram of the track 1. Interferogram [09/07/96-07/10/97] before (a) and after (b) the corrections. Figures (c) and (d) show the local phase anomalies detected respectively for the images 09/07/96 and 07/10/97.

Il est possible que un seul triplet ne puisse pas mettre en évidence toutes les anomalies locales liées à une image donnée. Pour cette raison, toutes les contributions obtenues par l'analyse des différents triplets d'interférogrammes sont fusionnées et retirées aux interférogrammes intéressés. De cette façon, les informations liées à tous les interférogrammes disponibles sont utilisées. De plus, nous notons que la correction de l'effet troposphérique à grande longueur d'onde met plus en évidence les perturbations locales sous forme de hautes fréquences

localisées. Les informations météorologiques obtenues à partir des délais de phase locaux extraits pour chaque image par les méthode de détection et correction des perturbations locales pourrait être comparées aux données météorologiques existantes.



**Fig. 3.28:** Images METEOSAT se référant aux dates d'acquisition des deux images SAR constituant l'exemple montré en Fig. 3.27: a) 09/07/96; b) 07/10/97.

**Fig. 3.28:** METEOSAT images relative to the acquisition dates of the images presented in Fig. 3.27: a) 09/07/96; b) 07/10/97.

Les images METEOSAT (Fig. 3.28) relatives aux dates d'acquisition des images SAR montrées en Fig. 3.27, ne révèlent pas d'importants rassemblements de nuages dans la région

du Golfe de Corinthe, mais la résolution de ces images ne permet pas une comparaison détaillée. Les données météorologiques disponibles pour Athènes au Department of Water Resources de la National Technical University of Athens (<http://www.meteo.ntua.gr>) (Tab. 3.5) montrent par ailleurs des différences dans les conditions climatiques pour les dates examinées.

Date	Wind speed (m/s)	Wind direction	Air temperature (°C)	Relative humidity (%)	Rainfall depth (mm)	Barometric pressure at station elevation (hPa)	Sunshine duration (minutes)
09/07/1996	2,8	185	32	30	0	982,8	559
07/10/1997	2,1	142	19,3	53	0	991,8	616

**Tab. 3.5:** Données météorologiques disponibles pour la région d'Athènes sur le site Web du Department of Water Resources de la National Technical University of Athens (<http://www.meteo.ntua.gr>), aux dates d'acquisition des images SAR mentionnées en Fig. 3.27 et Fig. 3.28.

**Tab. 3.5:** Meteorological data for the region of Athens. The data are available on the web site of the Department of Water Resources of the National Technical University of Athens (<http://www.meteo.ntua.gr>) and refer to the acquisition dates of the images presented in Fig. 3.27 and Fig. 3.28.

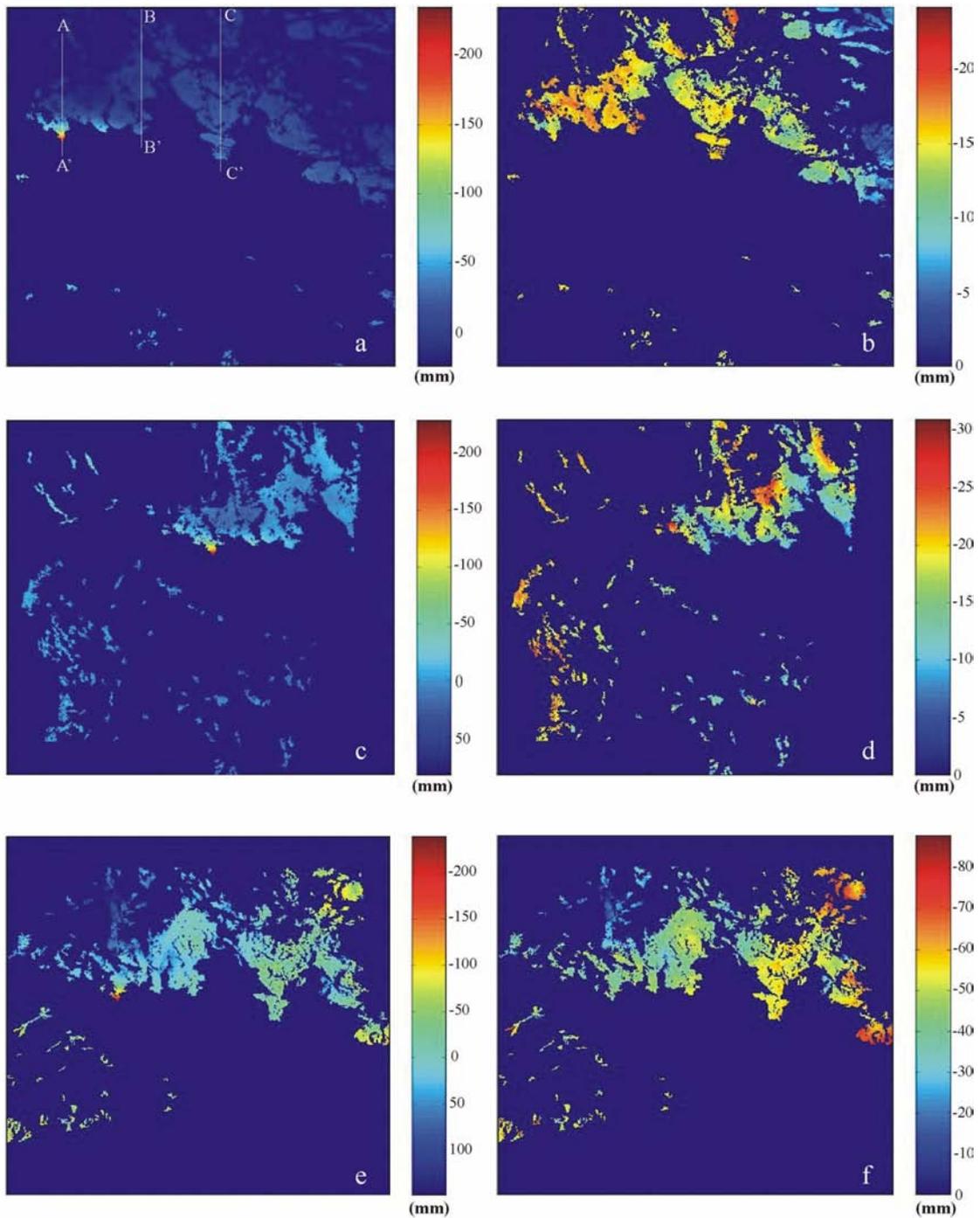
En définitive, la comparaison des délais de phase trouvés par la méthode décrite aux pages précédentes, avec des informations météorologiques déduites par des images satellitaires ayant une résolution plus voisine à celle des images SAR, et avec des données météorologiques relevées dans des régions plus proches à notre zone d'étude, pourrait être une piste intéressante à suivre pour une meilleure compréhension et la quantification des effets atmosphériques locaux en interférométrie radar.

### 3.7.8 Cartes de déformation moyenne

La dernière étape de cette chaîne de traitement consiste à produire des cartes de déformation moyennes du Golfe de Corinthe afin de détecter un champ de déplacement, cosismique et inter-sismique. Mais, après tout le traitement subi et décrit précédemment, les interférogrammes présentent des dynamiques qui peuvent être très différentes d'un cas à l'autre. Afin que les éventuelles valeurs de déformation de tous les interférogrammes puissent être comparables, il est nécessaire de déterminer un point de référence pour chaque image de différence de phase. Pour cela, nous avons choisi d'utiliser l'ensemble de réflecteurs permanents (RP). Les pixels représentés par les RP, trouvés à l'étape de la correction troposphérique apportée à l'échelle globale, correspondent aux pixels qui ont été le mieux

corrigés de la contribution troposphérique proportionnelle à l'élévation et pour lesquels, donc, la valeur de phase doit être près de la valeur zéro sauf au voisinage du golfe où le mouvement long terme des failles (ou les séismes) peuvent induire des variations. De plus, l'étape correspondant à la correction des effets troposphériques locaux devrait minimiser la possibilité d'avoir des perturbations locales sur ces pixels. D'autre part, le déroulement des images, les éventuelles anomalies de phase résiduelles de petite échelle, et le bruit numérique et de décorrélation encore présents dans les interférogrammes peut faire en sorte que la valeur de ces pixels ne soit pas près de zéro. Afin de minimiser les effets de ces sources de bruit, nous avons d'abord choisi de calculer et de retirer la valeur de phase moyenne de tous les RP de chaque interférogramme déroulé, pour ensuite procéder au calcul d'une image moyenne.

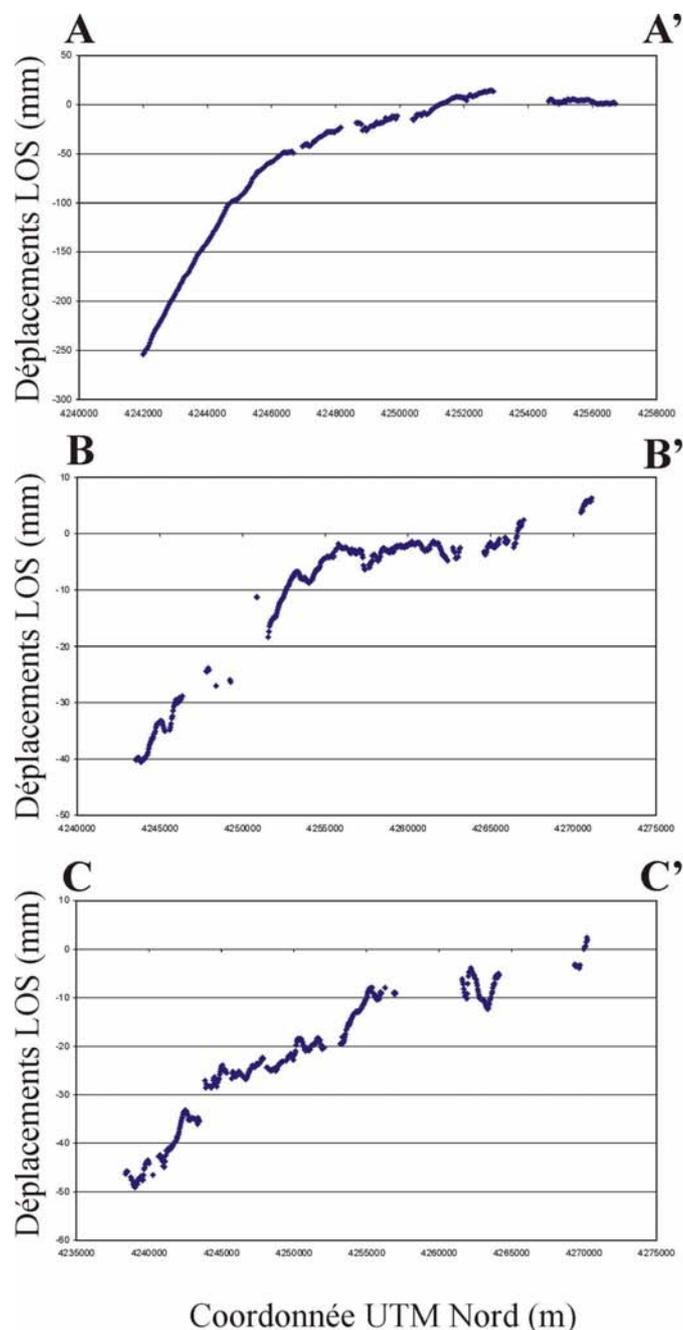
La Fig. 3.29 montrent les cartes moyennes, ainsi obtenues, des déplacements cosismiques (gauche) et inter-sismiques (droite) dans le Golfe de Corinthe. Les échelles montrent les différences de trajet de l'onde radar entre les acquisitions des deux images constituant les interférogrammes. Les durées moyennes des ces cartes de déformation, calculées en moyennant tout simplement les intervalles de temps couverts par tous les interférogrammes qui ont servi pour la création de chacune d'entre elles, sont respectivement de 4.4 ans (Fig. 3.29a), 1.2 ans (Fig. 3.29b), 1.8 ans (Fig. 3.29c), 1 an (Fig. 3.29d), 4.7 ans (Fig. 3.29e) et 0.7 ans (Fig. 3.29f). Nous pouvons noter que les cartes de déformation de la Fig. 3.29 appartenant à la même catégorie (cosismique, à gauche, ou inter-sismiques, à droite) présentent des différences qui sont très importantes. Ces différences peuvent être expliquées principalement par deux aspects. Primo, pour chaque "track", le nombre d'interférogrammes pre- et post-sismiques utilisées pour l'étude troposphérique à petite échelle est très différent: 11 interférogrammes ont été utilisés pour le "track" 1, 10 pour le "track" 2 et 4 seulement pour le "track" 3. Cela implique que, surtout dans les cas du "track" 3 (Fig. 3.29e,f), le nombre de triplets (1 seul) à disposition n'est pas suffisant pour détecter et, donc, réduire, toutes les perturbations atmosphériques locales. Cette méthode des corrections locales reste fortement dépendante de la quantité d'images SAR à disposition. Secundo, si d'une part, la moyenne peut en principe réduire statistiquement le bruit encore présent dans les interférogrammes, la présence d'anomalies locales de phase non détectées dans des images qui interviennent dans plusieurs interférogrammes, ces anomalies seront alors, au contraire, amplifiées. Cela correspond au cas du "track" 3 et, très probablement, aussi aux cas de certain secteurs des "tracks" 1 et 2 (Fig. 3.29b et Fig. 3.29c,d).



**Fig. 3.29:** (gauche) Cartes moyennes de déformation cosismique déterminées respectivement par 11 interférogrammes pour le "track" 1 (a), 4 pour le "track" 2 (c) et 3 pour le "track" 3 (e). (Droite) Cartes moyennes de déformation inter-sismique calculées respectivement par 11 interférogrammes pour le "track" 1 (b), 10 pour le "track" 2 (d) et 4 pour le "track" 3 (f). Les durées moyennes de chacune de ces cartes de déformation sont respectivement de 4.4 ans (a), 1.2 ans (b), 1.8 ans (c), 1 an (d), 4.7 ans (e) et 0.7 ans (f). Les profils A-A', B-B' et C-C' sont montrés en Fig. 3.30.

**Fig. 3.29:** (Left) Average coseismic deformation maps determined by 11, 4 and 3 interferograms respectively for the track 1(a), 2 (c) and 3 (e). (Right) Average interseismic deformation maps determined by 11, 10 and 4 interferograms respectively for the track 1(b), 2 (d) and 3 (f). Average time interval spanned by the images are 4.4 (a), 1.2 (b), 1.8 (c), 1 (d), 4.7 (e) and 0.7 (f) years. Profiles A-A', B-B' and C-C' (a) are plotted in Fig. 3.30.

Afin d'évaluer au mieux la précision atteinte par la chaîne de traitement décrite aux pages précédentes, nous montrons trois profils N-S extraites à partir de la carte de déformation la plus douce (Fig. 3.29a). Les profils en font référence à trois régions différentes et sont montrées en Fig. 3.30.



**Fig. 3.30:** Profils N-S extraits à partir de la carte moyenne de déformation cosismique du "track" 1. Le profil A-A' traverse la région du cap Psaromita, le profil B-B' traverse la région de Galaxidi, et, enfin, le profil C-C' traverse la péninsule de Agios Pangalos, au sud de Desfina.

**Fig. 3.30:** N-S phase profiles extracted from the average coseismic deformation map of the track 1. Profile A-A' crosses the region of Psaromita; the profile B-B' crosses the region of Galaxidi; profile C-C' crosses the region of Agios Pangalos, on the south of Desfina.

Bien qu'un grand nombre d'anomalies locales aient été corrigées, le bruit haute fréquence reste important et encore visible dans les données, surtout dans les régions éloignées de la zone épacentrale. Le profil A-A' (Fig. 3.30, *haut*) montre que la déformation dû au tremblement de terre d'Aigion du 15 Juin 1995 atteint une valeur maximale de 254 mm dans la direction de la ligne de visée du satellite (LOS) à l'extrémité méridionale du cap Psaromita. Le profil B-B' (Fig. 3.30, *centre*), qui est déjà relativement éloigné de la zone épacentrale relève un déplacement atteignant des valeurs de près de 40mm. Il est possible que cette déformation puisse être le résultat aussi de la contribution du séisme de Galaxidi du 18 Novembre 1992 (Hatzfeld et al., 1996), mais les bruit encore présent dans les interférogrammes particuliers couvrant seulement cet événement ne nous permettent pas de le quantifier précisément. La coupe C-C' (Fig. 3.30, *bas*), enfin, qui intéresse une région qui n'a pas été touchée par cet événement, présente un déplacement maximale de près de 50 mm sur la côte nord du Golfe de Corinthe alors qu'aucune déformation, de cette amplitude n'y est attendue (sauf hypothèse d'un mouvement accéléré dans la période des observations mais pas confirmé par les mesures GPS).

En définitive, l'analyse des cartes de déformation produites pour chaque "track" à partir de tous les interférogrammes pour lesquelles des corrections troposphériques avaient été appliquées, et des profils N-S tracés, nous montre que cette approche utilisant des images déroulées, filtrées, corrigées et sommées ne permet pas une précision altimétrique à grande échelle (5-20 km) meilleure que  $\pm 20$  mm. Afin d'atteindre des précisions plus basses, il semble indispensable d'avoir à disposition une base de données bien plus importante que celle montré dans cette étude, tel qu'il est proposé par les travaux du POLIMI et probablement d'une approche différente se concentrant sur la détermination des réflecteurs permanents (Ferretti et al., 2000, 2001; Vangorp, 2003) à partir des interférogrammes bruts.

### 3.8 Le modèle du séisme d'Aigion

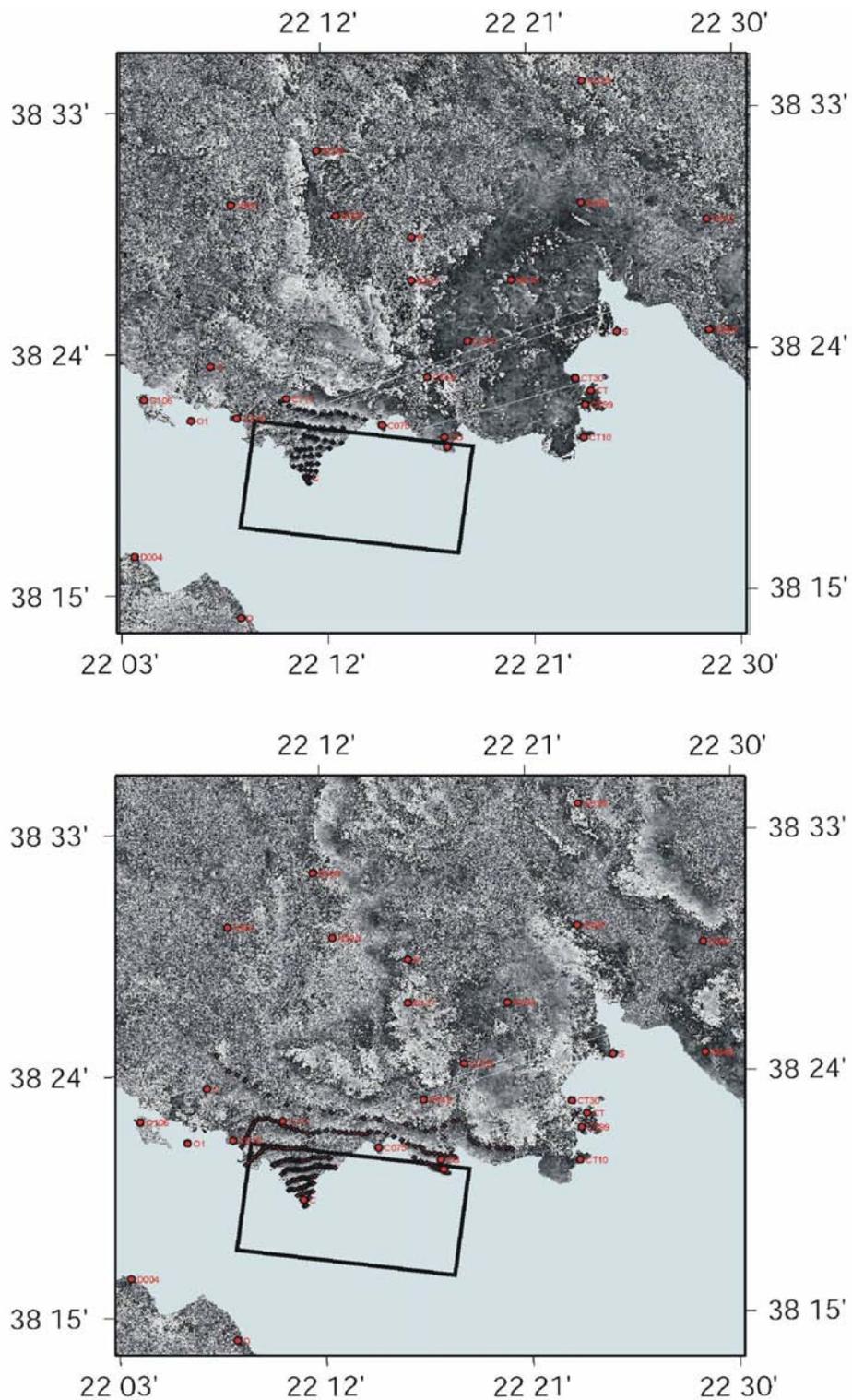
Le tremblement de terre d'Aigion du 15 Juin 1995 fait l'objet de plusieurs articles dans la littérature. Les études les plus récentes sur la modélisation de la déformation produite par ce séisme sont discutées par Bernard et al. (1997) et Briole et al. (2000).

Le modèle proposé est basé sur une étude multidisciplinaire qui a permis le rassemblement de toutes les données disponibles récoltées lors des campagnes de mesure menées dans la zone épiscopale après le séisme: données sismologiques (mesure de l'événement principal et des répliques à partir de registrations locales, régionales et télé-sismiques), données géodésiques (GPS et interférométrie radar) et observations tectoniques (cartographies de fractures de surface). Nous avons repris ce modèle afin de mieux le contraindre en utilisant les deux lignes de visée des données interférométriques à notre disposition. Pour cela, nous avons choisi de prendre en compte seulement les meilleurs interférogrammes de chaque "track". En Fig. 3.31, nous montrons les données qui ont été utilisées pour le modèle. Les franges de déformation du meilleur interférogramme du "track" descendant 1 et celles du meilleur interférogramme du "track" montant 3 ont été échantillonnées afin que le modèle puisse être bien contraint par les différences existantes dans le champ de déplacement détecté par les deux lignes de visée. En outre, nous avons repris les mêmes points GPS qui avaient été prises en compte lors du modèle de Bernard et al. (1997), mais avec les déplacements cosismiques obtenus de la nouvelle analyse de données sur les onze dernières années. Les paramètres du modèle de faille qui expliquent le mieux les observations ainsi que les résultats de cette modélisation sont montrés respectivement en Tab. 3.6 et Fig. 3.32.

Paramètre	Valeur
Coordonnée Est du centre de l'arête supérieure de la faille (UTM34 – km)	606.25
Coordonnée Nord du centre de l'arête supérieure de la faille (UTM34 – km)	4238.1
Profondeur de l'arête supérieure de la faille (km)	2.5
Azimut de l'axe de la faille par rapport au Nord (°)	-83
Longueur de la faille (km)	14
Largeur de la faille (km)	9
Pendage (°)	35
Décrochement senestre (mm)	140
Glissement normal (mm)	860

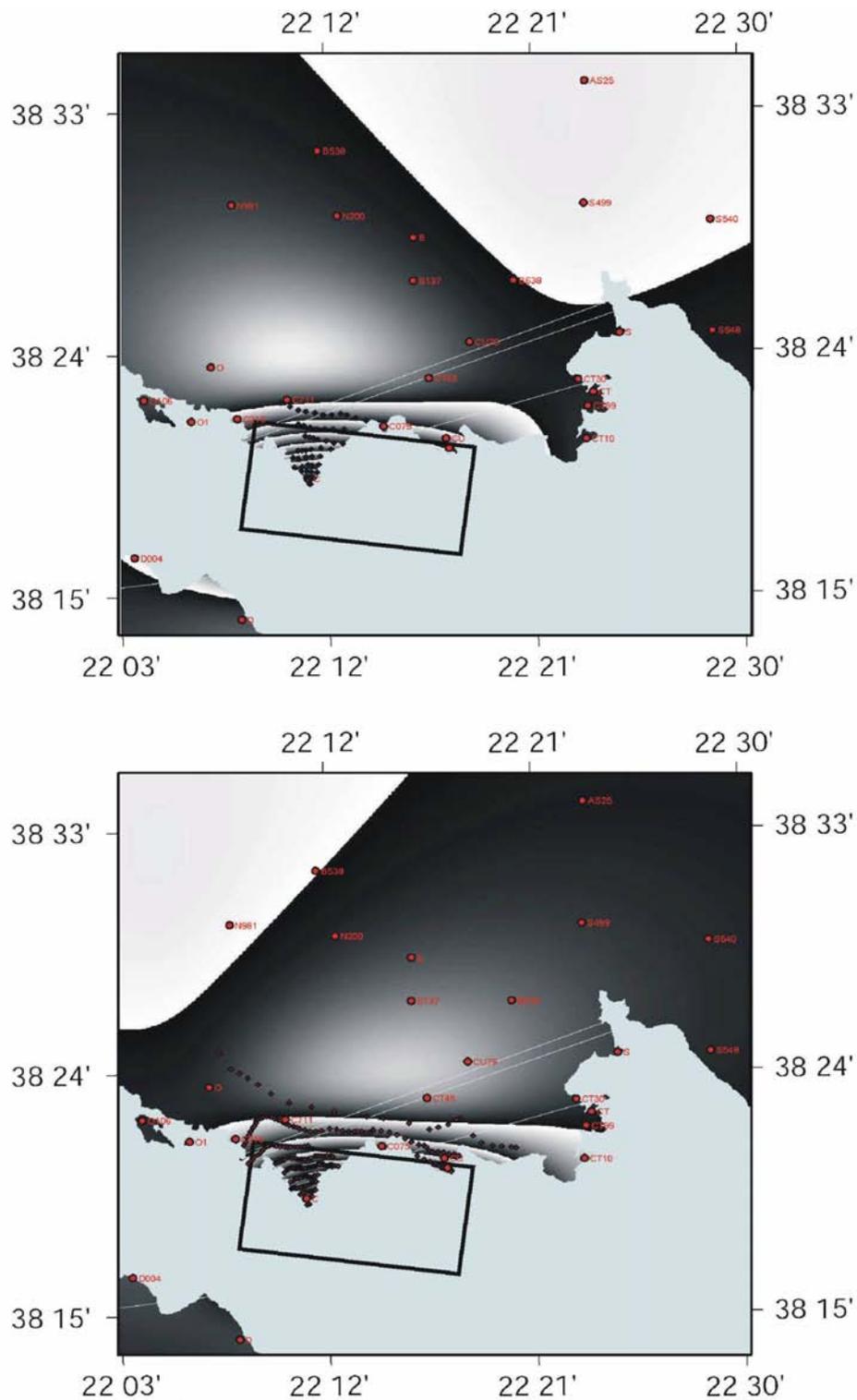
**Tab. 3.6:** Paramètres de la faille qui expliquent le mieux les données GPS et interférométriques. Ces paramètres sont en accord avec ceux trouvés par Bernard et al. (1997).

**Tab. 3.6:** Parameters of the fault which best fits the GPS and interferometric data. They agree with those found by Bernard et al. (1997).



**Fig. 3.31:** Les deux figures montrent les données utilisées pour intégrer le modèle de déformation du séisme d'Aigion de 1995 obtenu par Bernard et al. (1997). Les données des stations GPS (points rouges) sont superposés au meilleur interférogramme descendant (bas, [29/04/95-08/07/95] du "track" 2) et au meilleur interférogramme montant (haut, [13/06/95-18/07/95] du "track" 3).

**Fig. 3.31:** Data used to integrate the fault model of the 1995 Aigion earthquake found by Bernard et al. (1997). GPS data are superimposed on the best descending interferogram (down, [29/04/95-08/07/95] of track 2) and on the best ascending one (top, [13/06/95-18/07/95] of track 3).



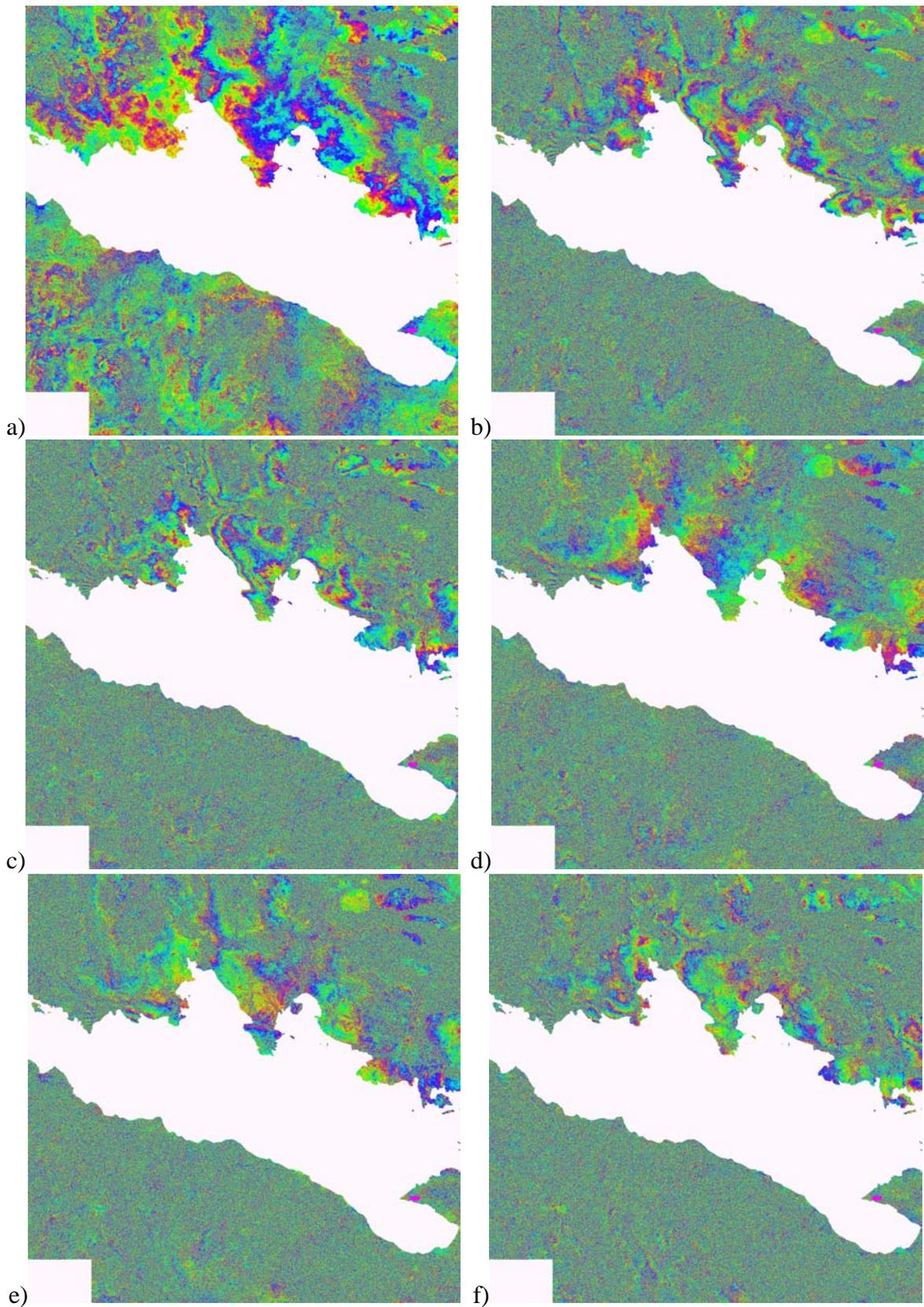
**Fig. 3.32:** Les deux figures montrent la comparaison du résultat du modèle par rapport aux données des stations GPS (points rouges) et aux données SAR (du "track" montant [haut] et du "track" descendant [bas], points noirs) échantillonnant les franges (Fig. 3.31). Le modèle trouvé est quasiment le même que celui proposé par Bernard et al. (1997).

**Fig. 3.32:** Comparison between the displacement model and the GPS (red dots) and SAR data (black dots; top, considering ascending interferograms; down, considering descending interferogram). The obtained model is very similar to the one proposed by Bernard et al. (1997).

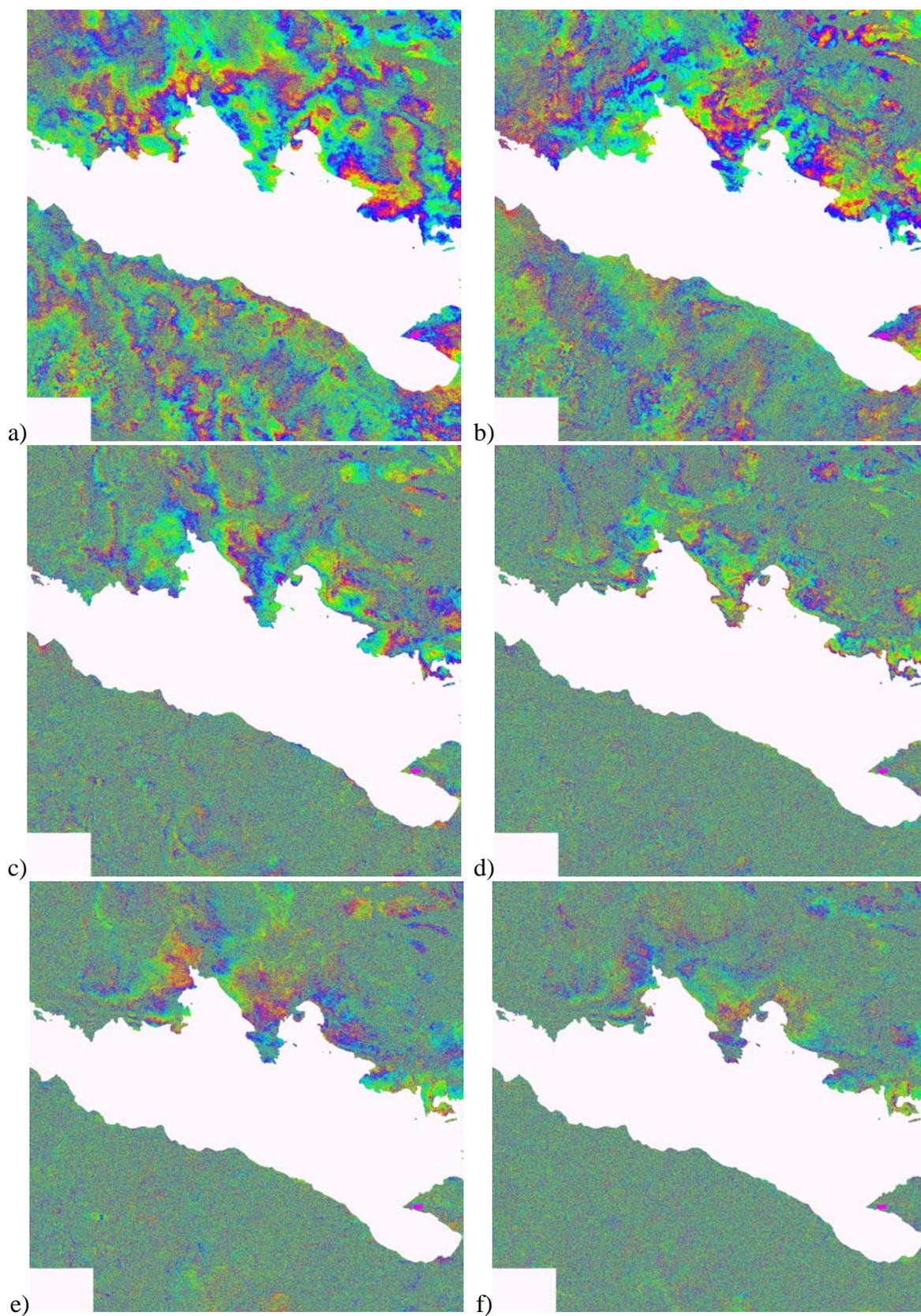
En raison de l'orientation quasi est-ouest de la failles, les interférogrammes montants et descendants ne sont pas très différents et donc l'apport du montant dans la modélisation n'est pas déterminant.

## **3.9 ANNEXE 3.A**

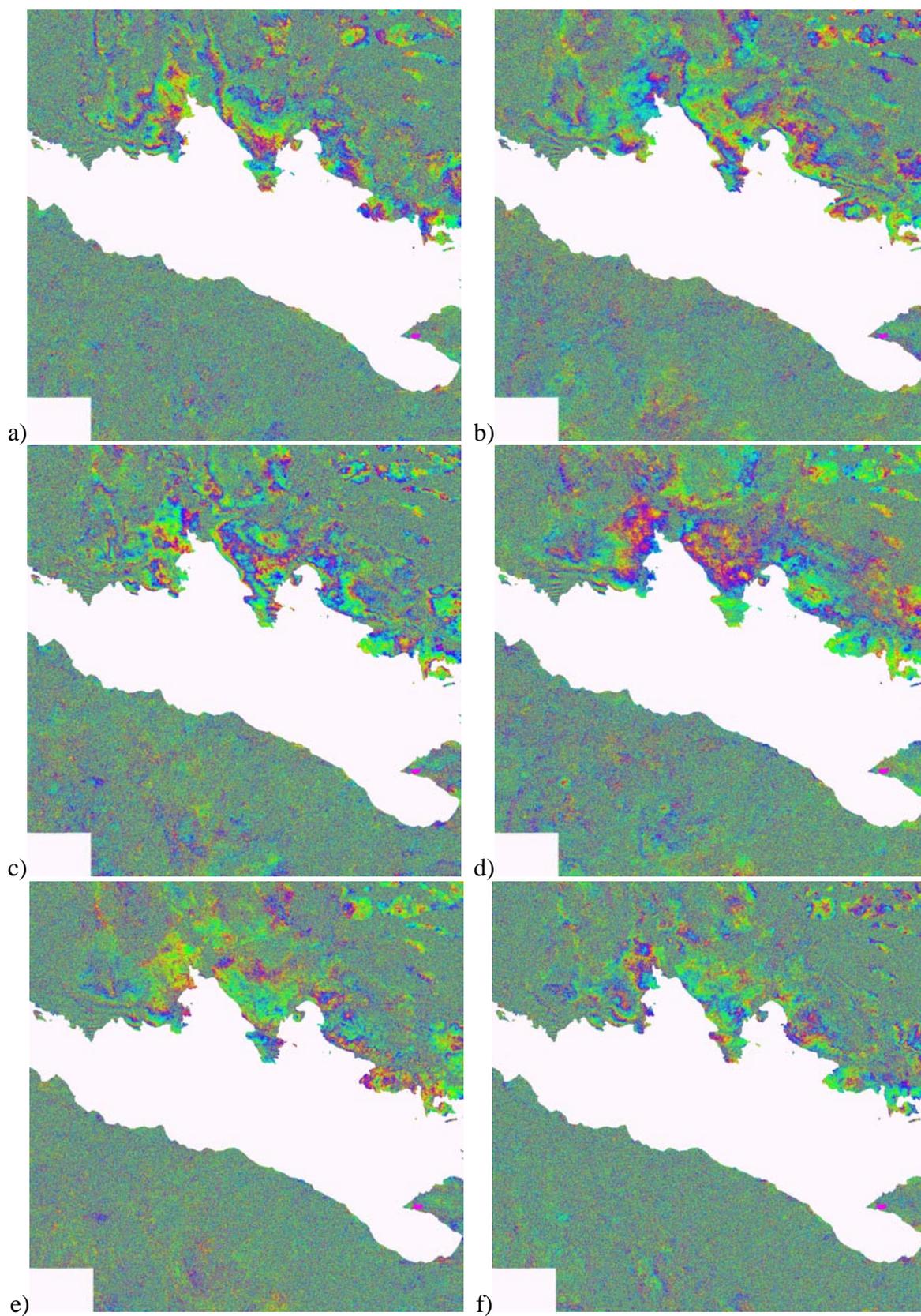
### **3.9.1 Les interférogrammes bruts**



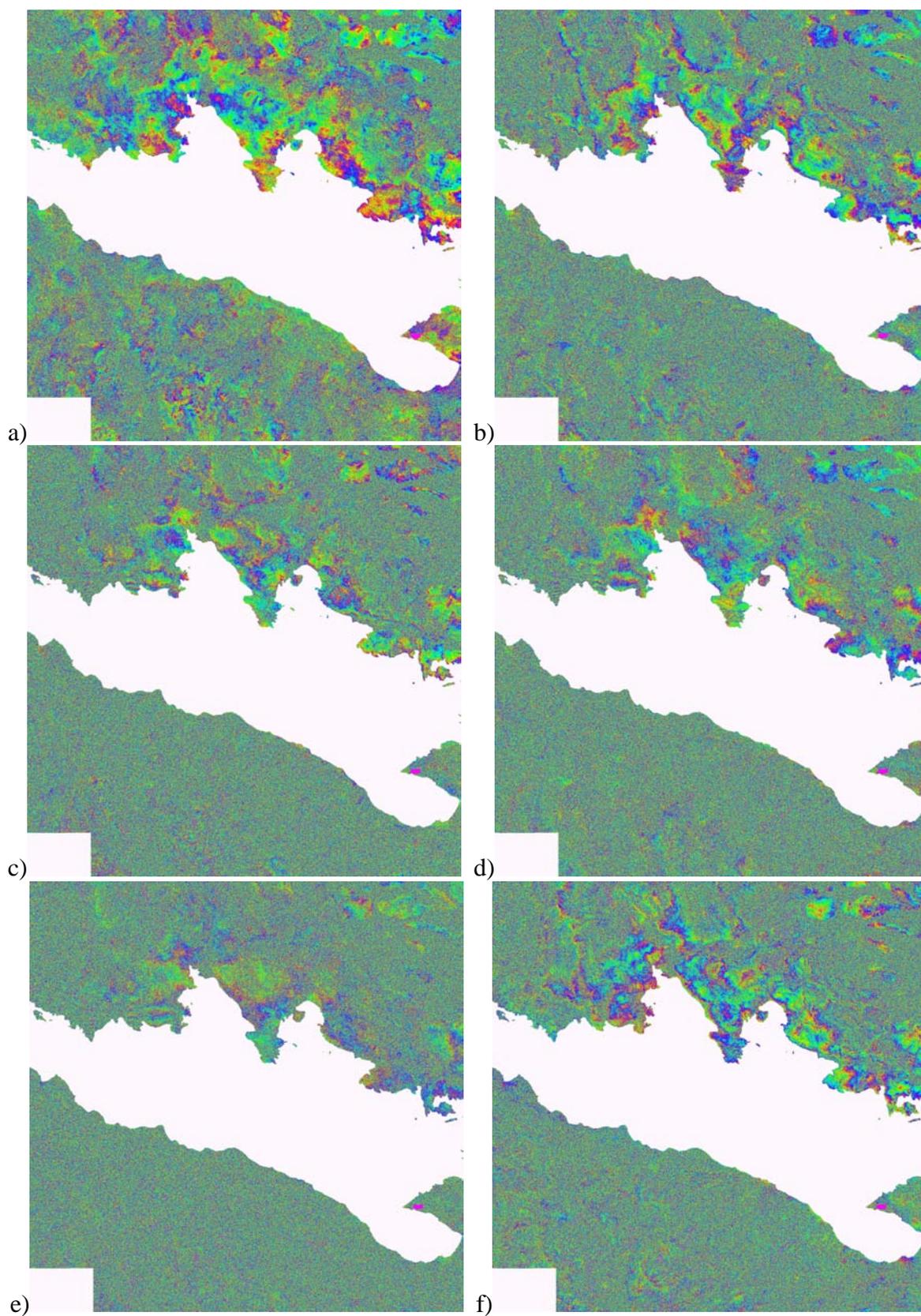
**Fig. 3.33:** [a-f] *Interférogrammes du track descendant 1* (a=[06/06/92-19/09/92]; b=[06/06/92-02/10/95]; c=[06/06/92-09/07/96]; d=[06/06/92-02/09/97]; e=[06/06/92-07/10/97]; f=[06/06/92-05/05/98]).



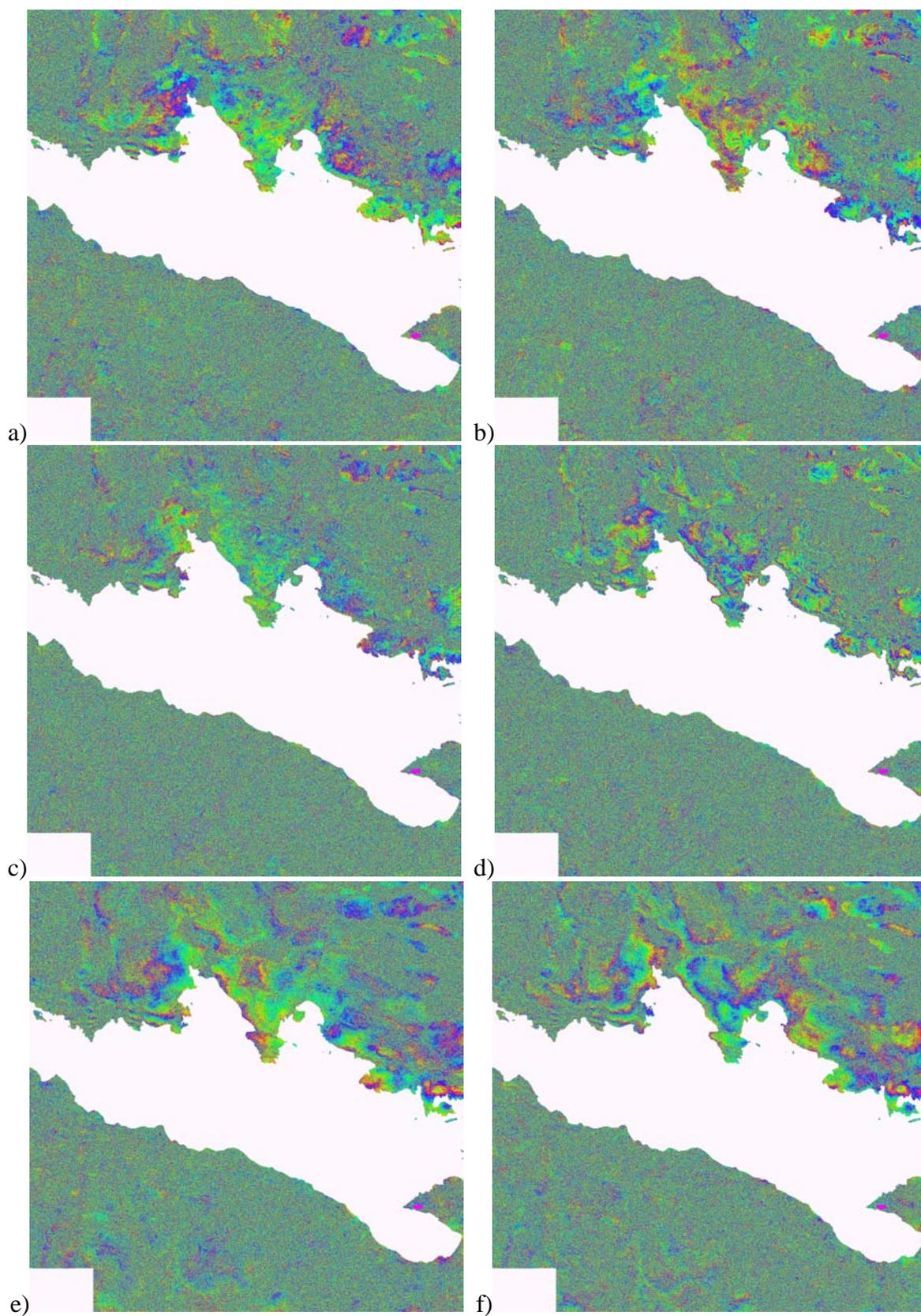
**Fig. 3.34:** [a-f] *Interférogrammes du track descendant 1* (a=[11/07/92-24/10/92]; b=[11/07/92-26/06/93]; c=[11/07/92-10/04/95]; d=[11/07/92-03/08/99]; e=[11/07/92-11/10/99]; f=[11/07/92-21/12/99]).



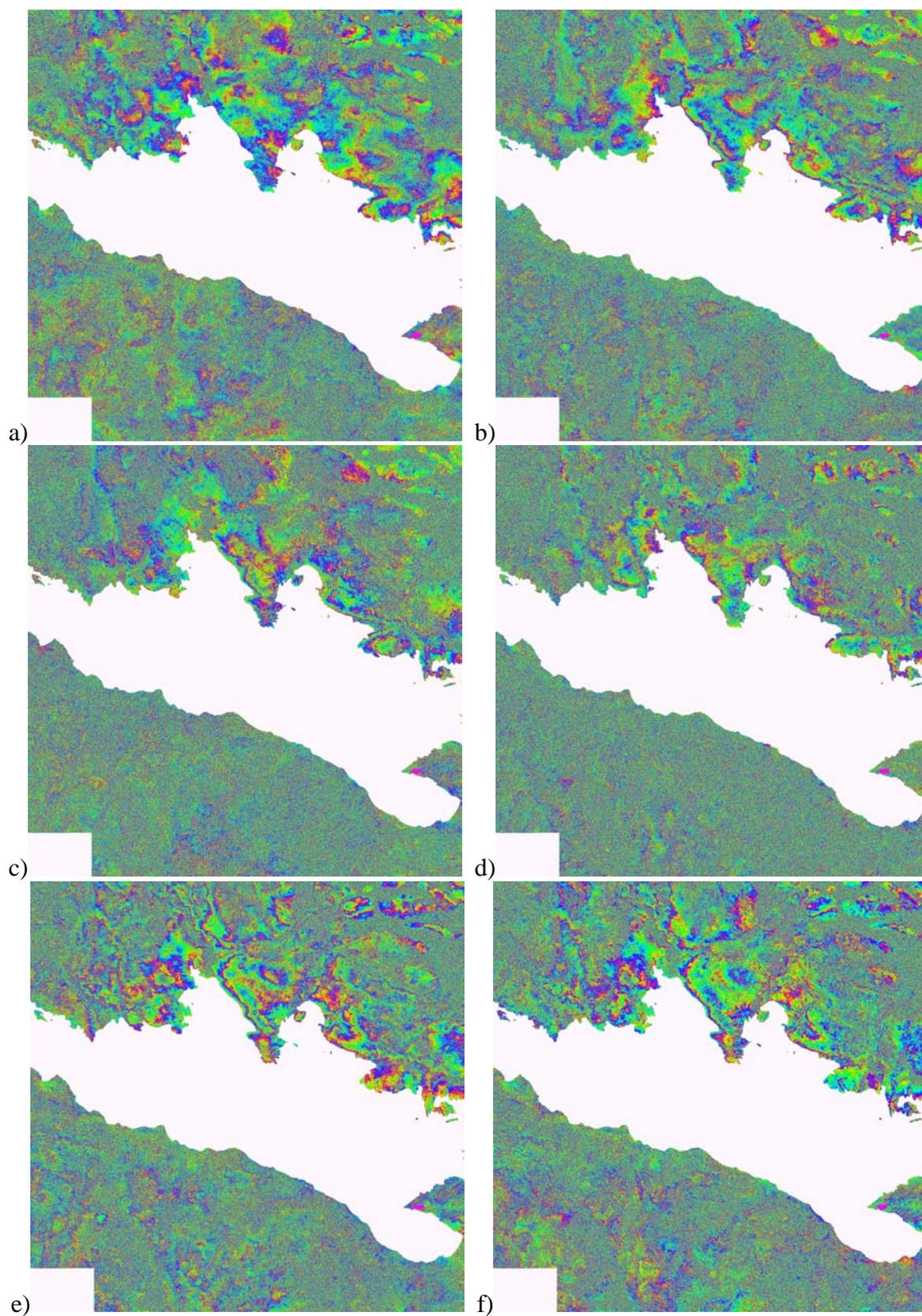
**Fig. 3.35:** [a-f] *Interférogrammes du track descendant 1* (a=[15/08/92-04/06/96]; b=[19/09/92-02/10/95]; c=[19/09/92-09/07/96]; d=[19/09/92-02/09/97]; e=[19/09/92-07/10/97]; f=[19/09/92-05/05/98]).



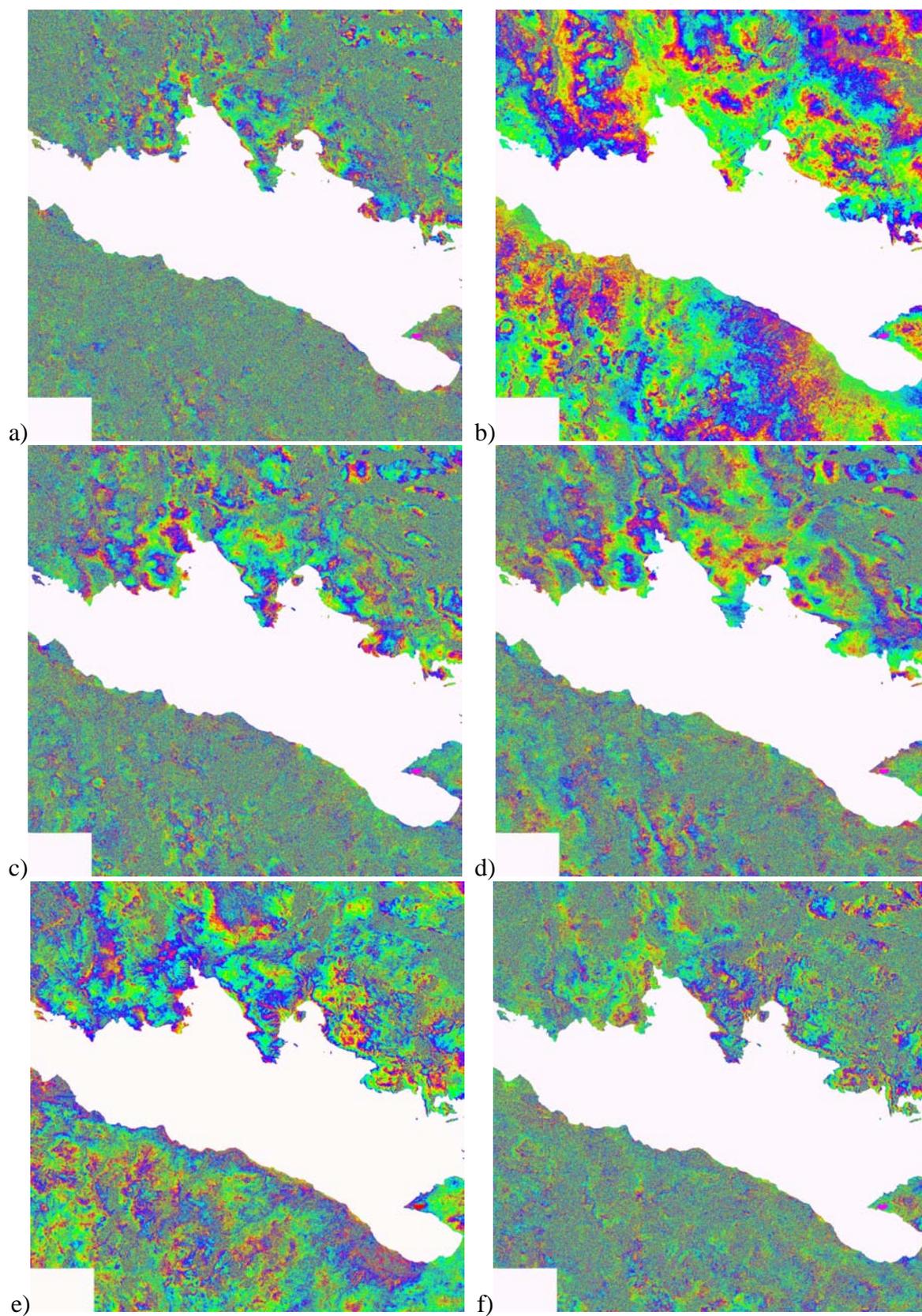
**Fig. 3.36:** [a-f] *Interférogrammes du track descendant 1* (a=[24/10/92-26/06/93]; b=[24/10/92-10/04/95]; c=[24/10/92-03/08/99]; d=[24/10/92-11/10/99]; e=[24/10/92-21/12/99]; f=[26/06/93-10/04/95]).



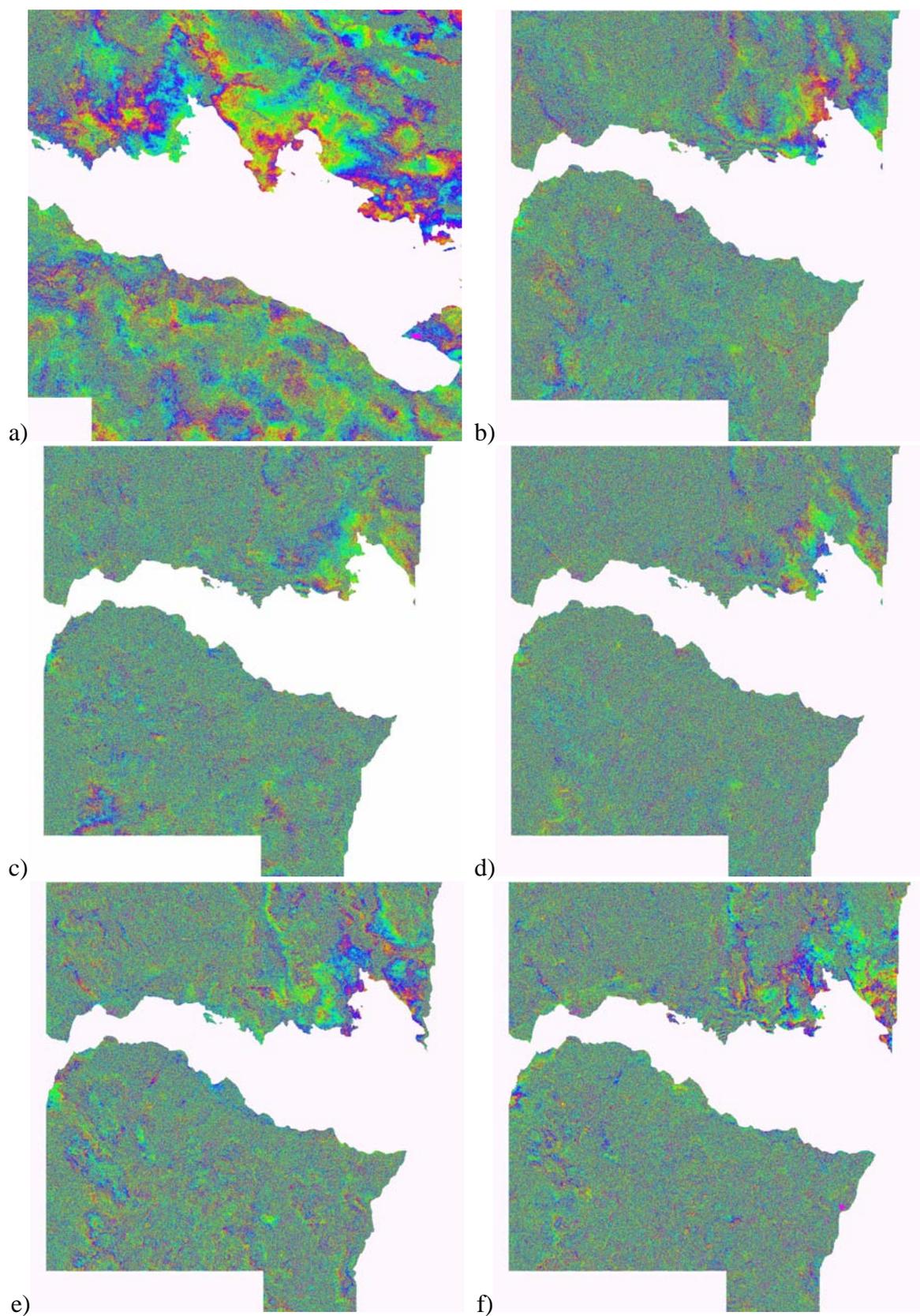
**Fig. 3.37:** [a-f] *Interférogrammes du track descendant 1* (a=[26/06/93-03/08/99]; b=[26/06/93-11/10/99]; c=[26/06/93-21/12/99]; d=[10/04/95-03/08/99]; e=[10/04/95-11/10/99]; f=[10/04/95-21/12/99]).



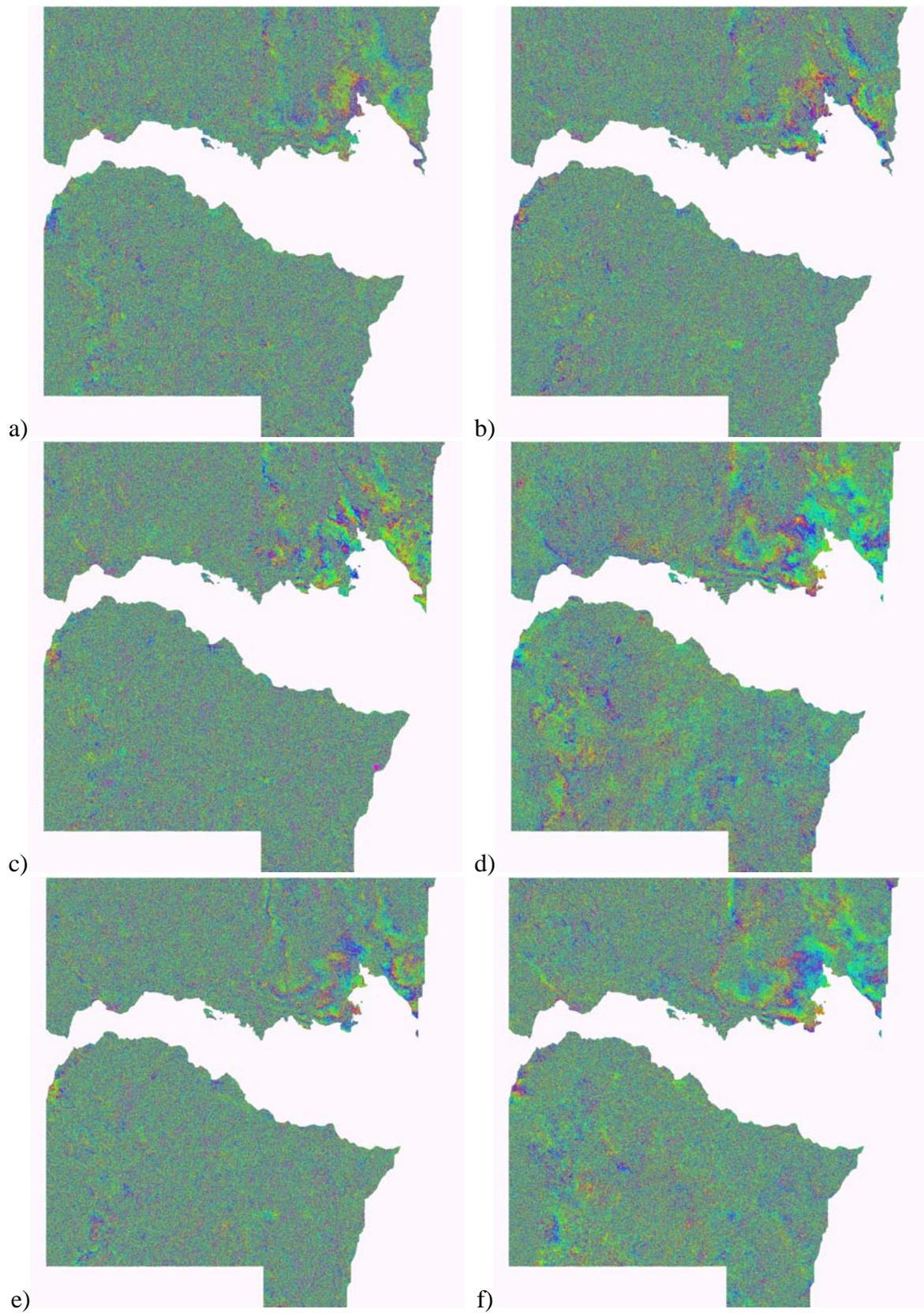
**Fig. 3.38:** [a-f] *Interférogrammes du track descendant 1* (a=[02/10/95-09/07/96]; b=[02/10/95-02/09/97]; c=[02/10/95-07/10/97]; d=[02/10/95-05/05/98]; e=[09/07/96-02/09/97]; f=[09/07/96-07/10/97]).



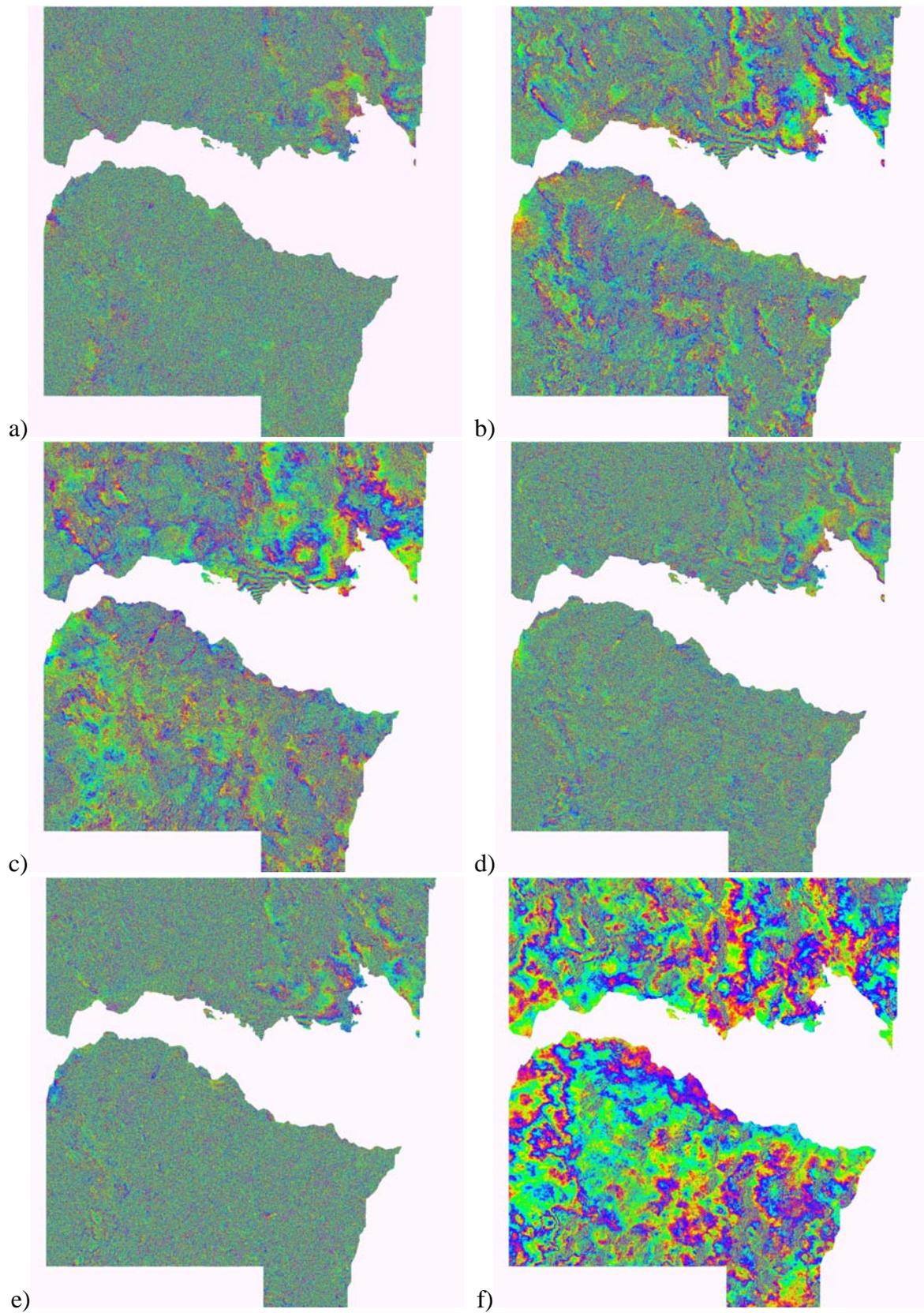
**Fig. 3.39:** [a-f] *Interférogramme du track descendant 1* (a=[09/07/96-05/05/98]; b=[02/09/97-07/10/97]; c=[02/09/97-05/05/98]; d=[07/10/97-05/05/98]; e=[03/08/99-11/10/99]; f=[03/08/99-21/12/99]).



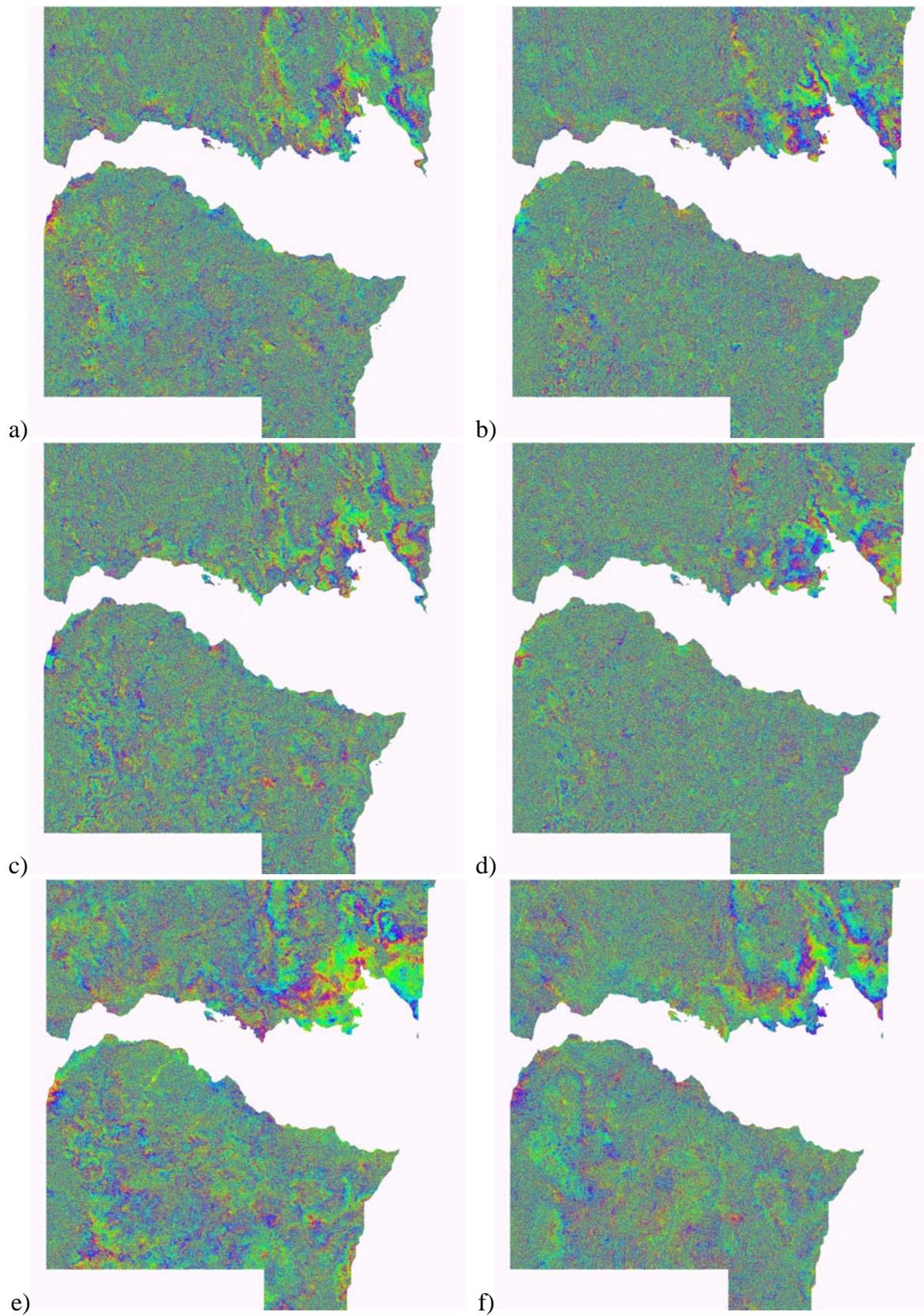
**Fig. 3.40:** [a] *Interférogramme du track descendant 1* [11/10/99-21/12/99]. [b-f] *Interférogrammes du track descendant 2* (b=[12/11/92-13/08/95]; c=[12/11/92-19/05/96]; d=[12/11/92-17/08/97]; e=[10/06/93-29/04/95]; f=[10/06/93-09/07/95]).



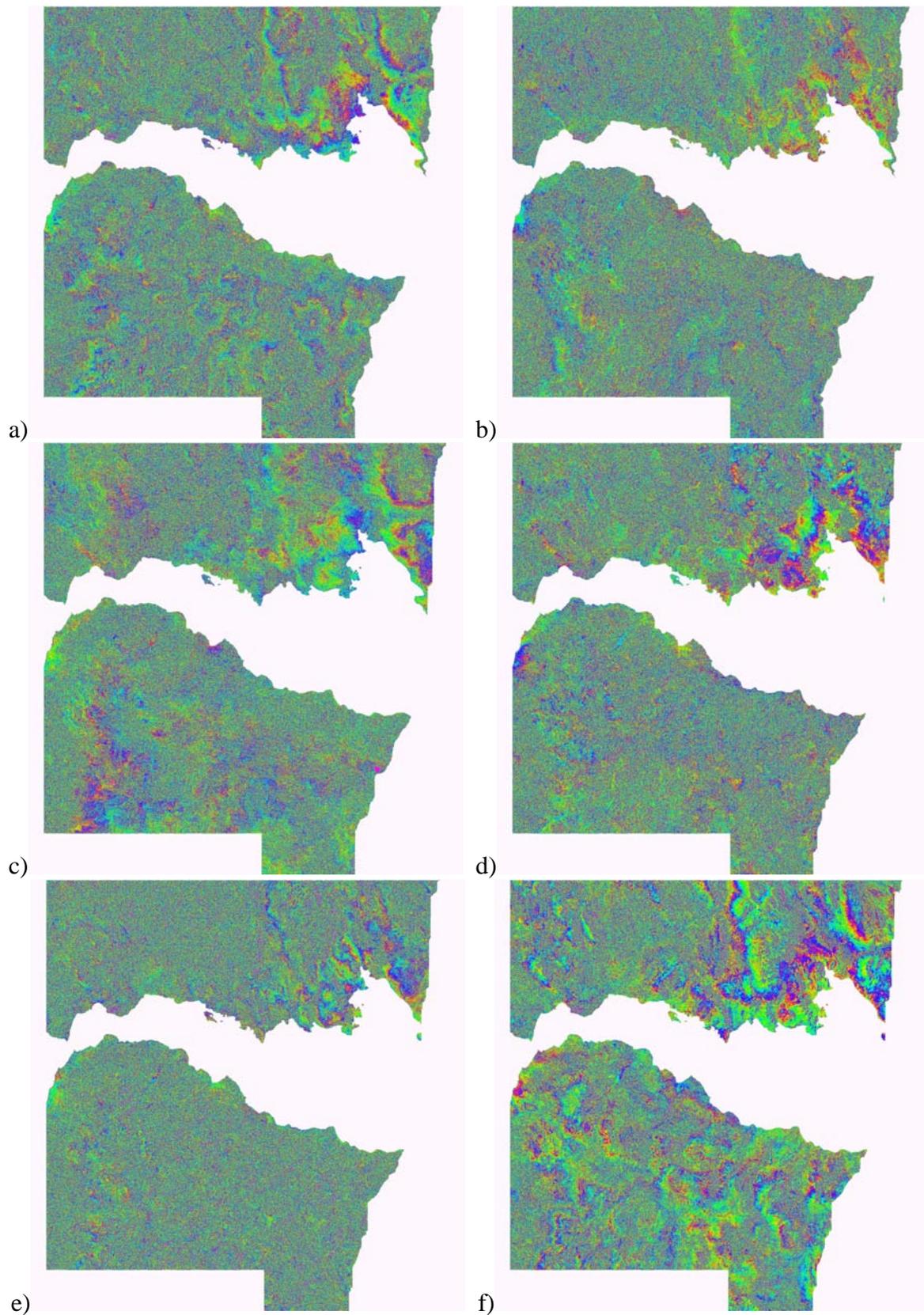
**Fig. 3.41:** [a-f] *Interférogrammes du track descendant 2* ( $a=[10/06/93-01/09/96]$ ;  $b=[10/06/93-06/10/96]$ ;  $c=[10/06/93-13/08/99]$ ;  $d=[19/08/93-17/09/95]$ ;  $e=[19/08/93-06/10/96]$ ;  $f=[19/08/93-15/12/96]$ ).



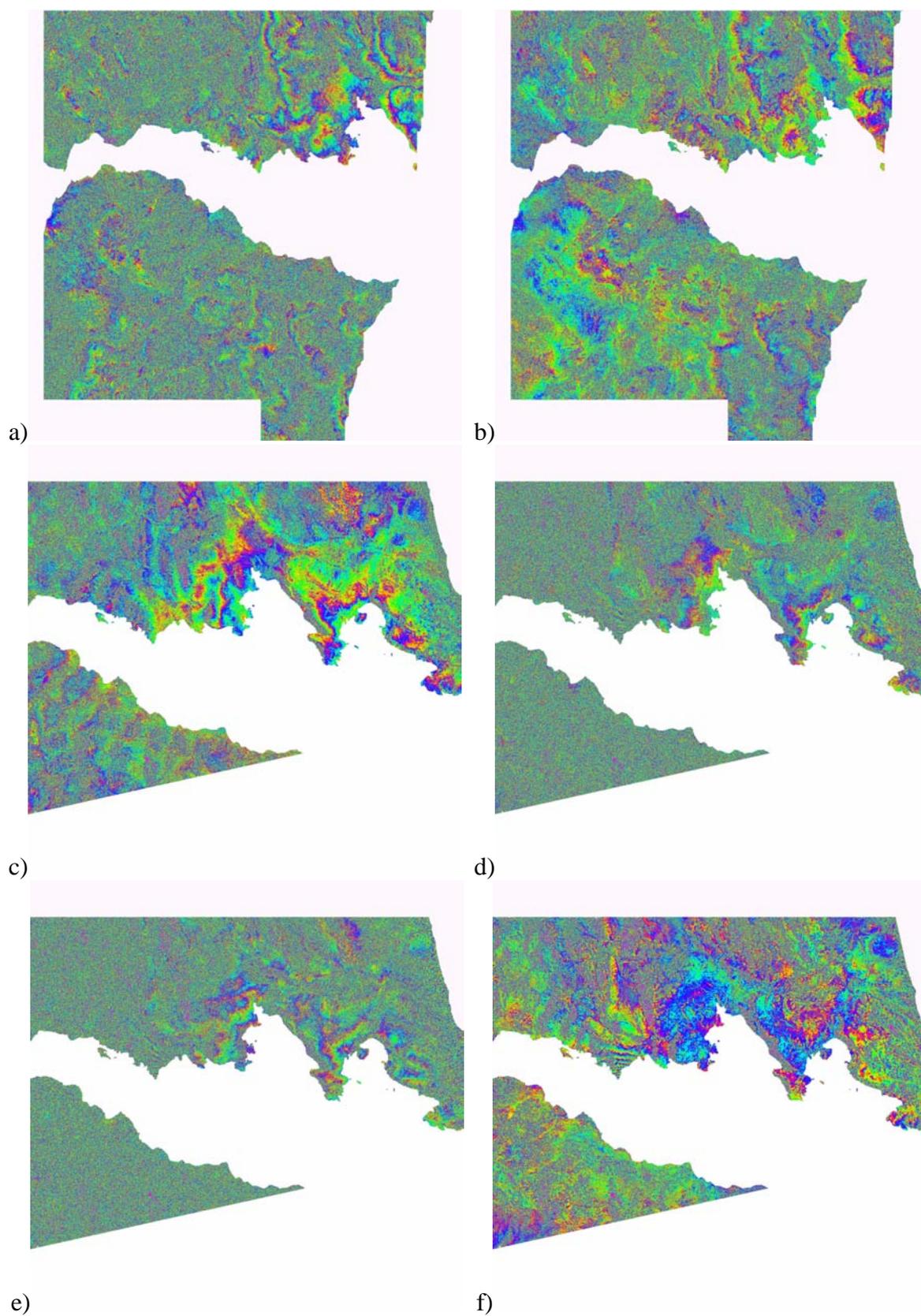
**Fig. 3.42:** [a-f] *Interférogrammes du track descendant 2* ( $a=[19/08/93-04/05/97]$ ;  $b=[29/04/95-08/07/95]$ ;  $c=[29/04/95-09/07/95]$ ;  $d=[29/04/95-01/09/96]$ ;  $e=[29/04/95-13/08/99]$ ;  $f=[08/07/95-09/07/95]$ ).



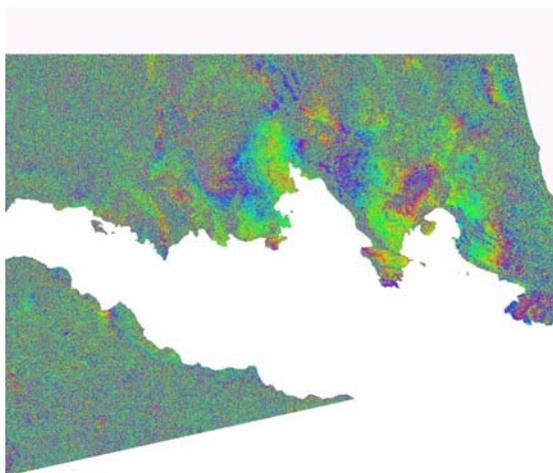
**Fig. 3.43:** [a-f] *Interférogrammes du track descendant 2* (a=[08/07/95-01/09/96]; b=[08/07/95-13/08/99]; c=[09/07/95-01/09/96]; d=[09/07/95-13/08/99]; e=[13/08/95-19/05/96]; f=[13/08/95-17/08/97]).



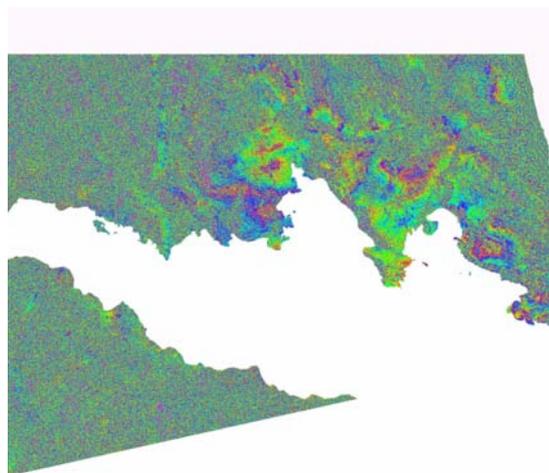
**Fig. 3.44:** [a-f] *Interférogrammes du track descendant 2* ( $a=[17/09/95-06/10/96]$ ;  $b=[17/09/95-15/12/96]$ ;  $c=[17/09/95-04/05/97]$ ;  $d=[19/05/96-17/08/97]$ ;  $e=[01/09/96-13/08/99]$ ;  $f=[06/10/96-15/12/96]$ ).



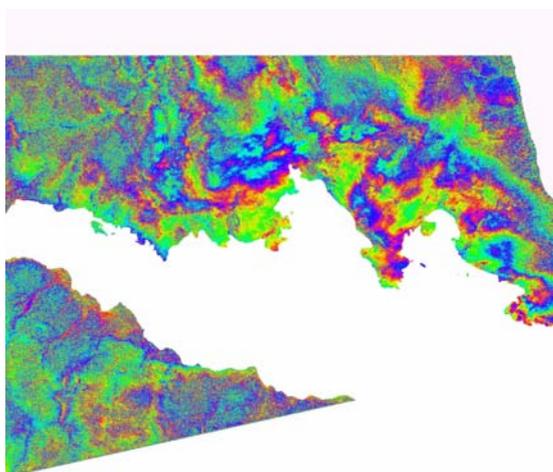
**Fig. 3.45:** [a-b] Interférogrammes du track descendant 2 (a=[06/10/96-04/05/97]; b=[15/12/96-04/05/97]). [c-f] Interférogrammes du track montant 3 (c=[15/05/93-19/07/93]; d=[19/07/93-06/06/00]; e=[19/07/93-15/08/00]; f=[13/06/95-18/07/95]).



a)



b)



c)

**Fig. 3.46:** [a-c] *Interférogrammes du track montant 3* ( $a=[13/04/99-06/06/00]$ ;  $b=[13/04/99-15/08/00]$ ;  $c=[06/06/00-15/08/00]$ ).

### **3.10 ANNEXE 3.B**

#### **3.10.1      *Proceeding to EUSAR (European Conference on Synthetic Aperture Radar), 2002, Cologne:***

**Chaabane, F., A. Avallone, F. Tupin, P. Briole, E. Trouvé, Y. Trembley, J.M. Nicolas  
and H. Maître**

*Improvements of tropospheric correction by adapted phase filtering*

# IMPROVEMENT OF THE TROPOSPHERIC CORRECTION BY ADAPTED PHASE FILTERING

*F. Chaabane<sup>\*</sup>, A. Avallone<sup>\*\*</sup>, F. Tupin<sup>\*</sup>, P. Briole<sup>\*\*</sup>,  
E. Trouvé<sup>\*</sup>, Y. Trembley<sup>\*\*</sup>, J.-M. Nicolas<sup>\*</sup>, H. Maître<sup>\*</sup>.*

*<sup>\*</sup>Ecole Nationale Supérieure des Télécommunications*

*Département TSI – CNRS URA 820 – 46 rue Barrault, 75013 Paris, France  
Tel : +33 1 45 81 78 89, Fax : +33 1 45 81 37 94, E-mail : chaabane@tsi.enst.fr*

*<sup>\*\*</sup>Institut de Physique du Globe*

*Laboratoire de Sismologie – UMR CNRS 7580 – 4 place de Jussieu 75005 Paris, France*

## ABSTRACT

Tropospheric inhomogeneities can form a major error source in DinSAR (Differential SAR Interferometry) measurements used in slow deformation monitoring. Previous studies introduced techniques to correct these artefacts. In [1] they propose to evaluate and correct tropospheric effects directly from raw differential interferograms by estimating the phase/altitude correlation. Since the wrapped phase noise in these interferograms influences the correction of tropospheric artefacts its removal is mandatory. In this paper, we aim to show that adapted wrapped phase filtering greatly improves the retrieval of tropospheric effects. The filtered interferograms are then used to model these artefacts. Filtered and unfiltered results are compared to quantify the improvement.

## 1 INTRODUCTION

DinSAR is a unique tool for measuring with great accuracy topography and ground surface motion. However, the microwave radar pulse undergoes an additional time delay when passing through the troposphere due to the index of refraction. This phenomenon causes a phase distortion in radar images. Thus, differential interferograms contain ground deformation fringes mixed with tropospheric fringes.

In order to avoid that atmospheric effects are misinterpreted as ground displacement, it is mandatory to evaluate their contribution and retrieve it from differential interferograms. The method of extraction of tropospheric artefacts, used in this paper, was previously proposed in [1]. This technique uses directly the wrapped phase values to estimate the troposphere. However, most of differential interferograms presents a high level of noise because of the temporal and spatial decorrelation [2]. This problem represents another kind of perturbations that is decorrelated with tropospheric artefacts but has to be removed in order to restore the wrapped phase. In this paper, we show the improvement of the tropospheric correction by phase filtering using a technique proposed in [3].

In Section 2, we present the method of evaluation of the tropospheric effects which is based on modelling the phase/topography correlation computed for the most coherent pixels. Then, we briefly introduce the filtering process used to generate less noisy interferograms in Section 3.1. This method is likely to be appropriate to

our problem of tropospheric correction because it restores the wrapped phase.

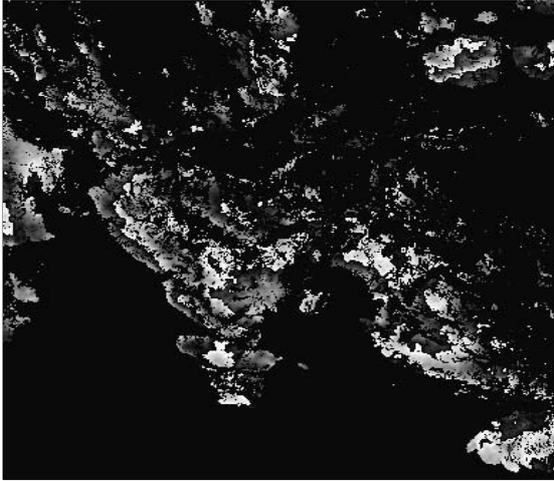
Section 3.2 underlines the improvement of the tropospheric perturbation estimation when using the filtered phase. We demonstrate that modelling becomes easier and more efficient since many residues due to the wrapped phase noise have been removed. A comparison between filtered and unfiltered interferograms by means of the mean square error is realized to show the improvement impact.

## 2 EVALUATION OF THE TROPOSPHERIC EFFECTS

Recent works [4][5][6] introduced new techniques aimed at overcoming the problem of tropospheric contribution. When the auxiliary data such as pressure, temperature and water vapour, measured by several meteorological agencies, are known, a possible approach is to compute analytically the tropospheric path delay and to retrieve it directly from the phase [4]. Otherwise, [5] propose a new algorithm able to estimate the acquisition geometry parameters with high accuracy directly from the SAR data, and then derive the space-time terrain displacement map reducing the impact of artefacts contribution. Other studies [6] propose the selection of some corner reflectors (permanent scatterers) to improve their neighbouring pixels coherence and thus have a better tropospheric correction.

Another solution to the tropospheric fringes estimation was proposed in [1]. The main idea is that variations in temperature, pressure or humidity are function of altitude only, especially in the presence of relief, which modulates the thickness of the lowest atmospheric layer crossed by the wave. In this case, we can evaluate and correct tropospheric artefacts directly from interferograms by estimating the phase/altitude correlation. The analysis of the phase/altitude regression requires the selection of a subset of pixels that maintain their coherence over long time intervals in order to better discern the different signals that concur to the interferometric phase. A global coherence map is computed for this goal. It is obtained by classifying the pixels stability on each interferogram using for instance the phase gradient method and by combining the 43 results into one image [1]. The originality of this global mask is that it is based on a large number of images and consequently is expected to be less affected by local and

temporal effects related to deformations or local tropospheric effects (see Figure 1). Applying the obtained mask on each interferogram, we study the relation phase/elevation for the most coherent pixels.

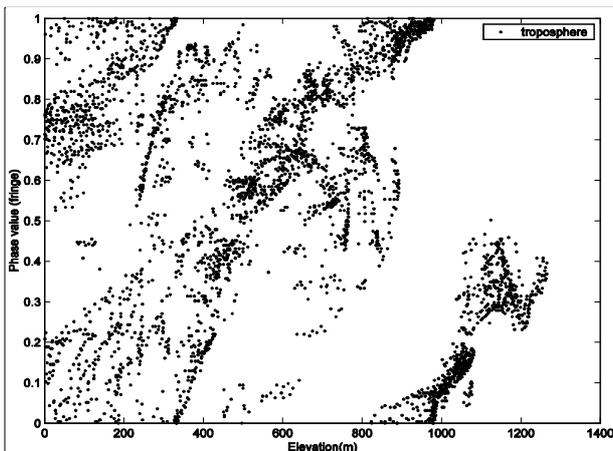


**Figure 1:** Data kept after filtering the differential interferograms by the global coherency map.

A simple analysis indicates that a correlation between topography and phase exists (see Figure 2) and can be estimated with a polynomial model. Because of the wrapped phase, we compute for each selected pixel, the sum of complex numbers with argument the difference between observed phase  $\mathbf{j}_{obs}$  and modelled phase  $\mathbf{j}_{mod}$ . Therefore the final modulus is maximum when phase differences are constant in average. We use the coherency mask values  $w_i$  as a weight for each pixel. The likelihood (or fitness) function to be maximized is then defined as :

$$L(m) = \left| \sum_i w_i e^{j2\mathbf{p}(j_{obs}^i - j_{mod}^i(m))} \right| \quad (1)$$

where  $m$  represents the parameters of the polynomial model.



**Figure1:** An example of Correlation between the wrapped phase and the elevation related to tropospheric effects. 3810 pixels were selected from a 40kmx40km differential interferogram covering the North part of the Golf of Corinth.

We use the complex phase for the fitness function because of the problem of phase unwrapping. The lack of coherency introduces many residues and discontinuities in the fringes (see Figure 3 (b) top left corner). In this case unwrapping algorithms unwrap the phase correctly in a local area where fringes are connected but fail to add the right  $2k\pi$  between two disconnected zones. This limitation does not allow us to estimate the phase/elevation relation directly from unwrapped interferograms which would permit to use higher order models.

### 3 IMPROVEMENT OF THE TROPOSPHERIC CORRECTION BY ADAPTED PHASE FILTERING

#### 3.1 ADAPTED PHASE FILTERING[3]

Restoration of the wrapped phase of interferometric data is known as a difficult task mostly because of decorrelation noise. Most of the reduction techniques used to improve interferogram quality rely on the assumption that the phase is locally continuous. This assumption is no longer valid for narrow fringes as deformation fringes for example. Therefore, an estimation of the fringe local orientation and frequency becomes necessary to adapt filters to fringe patterns. This is the purpose of the following method proposed in [3]. The filtering process is based on a local compensation of the terrain slope by a spectral estimation of the two-dimensional frequency of the complex phase signal. Indeed, using a local approximation of the terrain slope by its tangent plane, the fringe pattern is modelled by a complex sine-wave with 2-D frequency  $(f_x, f_y)$ :

$$s(m, n) = e^{j\mathbf{f}(m, n)} = e^{j2\mathbf{p}(mf_x + nf_y)} \quad (2)$$

This model is used to perform the fringe measurement by spectral analysis. A modified version of the well-known algorithm called MUSIC is proposed to provide an estimate of the local frequency  $(\hat{f}_x(m, n), \hat{f}_y(m, n))$ . In order to analyse various fringe patterns with the same accuracy, the algorithm is iterated at several scales. The filtering process is an adaptation of the complex multilooking estimation of the phase to the local fringe pattern by subtracting the local phase variations approximated by the sine-wave of (2). In a filtering window  $W$  centred on a pixel  $P$  taken as origin, the corrected phase is given by:

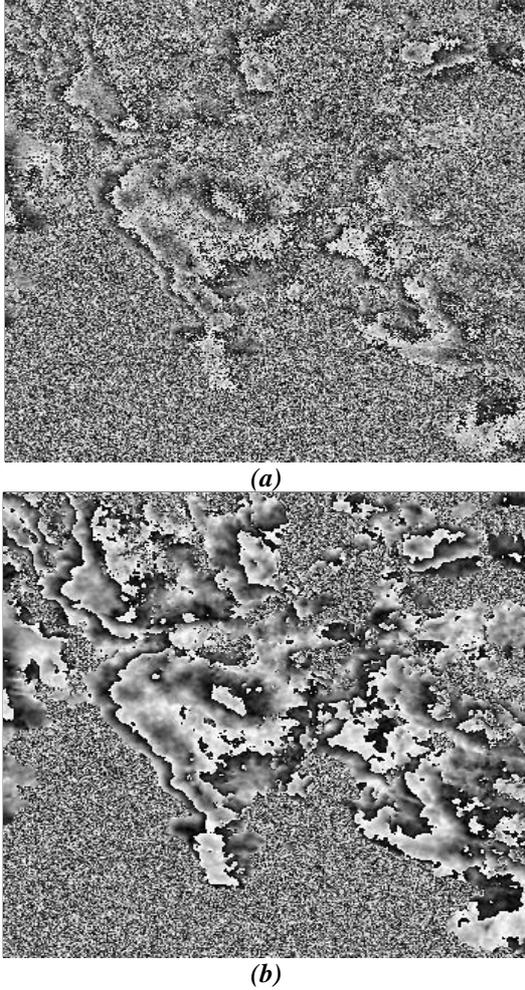
$$\mathbf{y}(m, n) = \mathbf{f}(m, n) - 2\mathbf{p}(m\hat{f}_x + n\hat{f}_y) \pmod{2\mathbf{p}} \quad (3)$$

After this local slope compensation, the phase  $\mathbf{Y}$  is a stationary process that only varies because of noise and the differences between the exact fringe pattern of the estimated model.

Accordingly, the slope compensated filter, which extends the spatial complex averaging over a window  $W$ , is given by:

$$c\tilde{o}(P)e^{j\tilde{\phi}(P)} = \frac{\sum_{(m,n) \in W} am^2(m,n)co(m,n)e^{j\phi(m,n)}e^{-j2\pi(m\hat{f}_x + n\hat{f}_y)}}{\sum_{(m,n) \in W} am^2(m,n)} \quad (4)$$

Where  $\tilde{f}$  denotes the filtered phase,  $c\tilde{o}$  the filtered correlation and  $am$  the amplitude image. The results of filtering may first be seen visually from the fringe pattern legibility in Figure 3. It is clear that filtering strongly reduces the number of residues.



**Figure 3:** Filtering process applied to a differential interferogram. (a) Original data. (b) Result of the slope compensated filter. This method reduces strongly the number of residues.

### 3.2 IMPROVEMENT OF THE TROPOSPHERIC MODELLING

#### 3.2.1 Data set

In this study, a total number of fifteen ERS1-2 SAR images covering the Gulf of Corinth (Greece) and acquired from 1992 to 1999, was used to produce 43 differential interferograms (the average duration of the interferograms is 3.47 years). The analysis of these interferograms aims to detect the deformation field related to the Ms=6.2 Aigion earthquake occurred the 15<sup>th</sup> of June 1995. Most of them still contain wide fringes after retrieval of orbital and topographic fringes (the perpendicular baselines do not exceed 100m to

allow a better retrieval of the topography phase term). This is probably due to the fact that the region of Gulf of Corinth is a coastal and mountainous area and interferometric pairs are influenced by rapid changes of the tropospheric conditions. An analysis of these differential interferograms reveals that observed fringes are topography correlated.

We selected a zone of 40kmx40km from the North of the Gulf of Corinth as a test area. This area is far enough from the earthquake impact. Thus, we assume that it can be treated as a non deformation area. If both effects are present, with the same order of magnitude, no correlation is expected to be observed and it might be impossible to separate the two signals using this approach without any information on the deformation field.

#### 3.2.2 Experimental results

The troposphere correction described in Section 2 is applied on a pair of filtered and unfiltered differential interferograms. Figure 4 shows the correlation obtained in the two cases. The filtered phase/elevation distribution is less dispersed and more regular. This is due to the fact that the filtering process corrects the phase value by the compensation of the frequency estimated phase reducing in this way the noise inside the fringes. Thus, the corrected phase values allow determining a polynomial model, which better fits the phase/elevation regression. The improvement of the filtering method is measured by means of the Mean Square Error MSE.

An analysis of the error histograms (Figure 5) shows that these computed residuals are globally lower for the filtered interferograms. Thus the MSE of the filtered case is less than the unfiltered one (1.5 against 3). On one hand, the filtering correction reduces the gap between phase values and the generated model that is why the phase/elevation points are less dispersed in the filtered case. On the other hand, this correction allows to determine a better fitting model because the data points are less dispersed and poor phase values can in some cases bend the model.

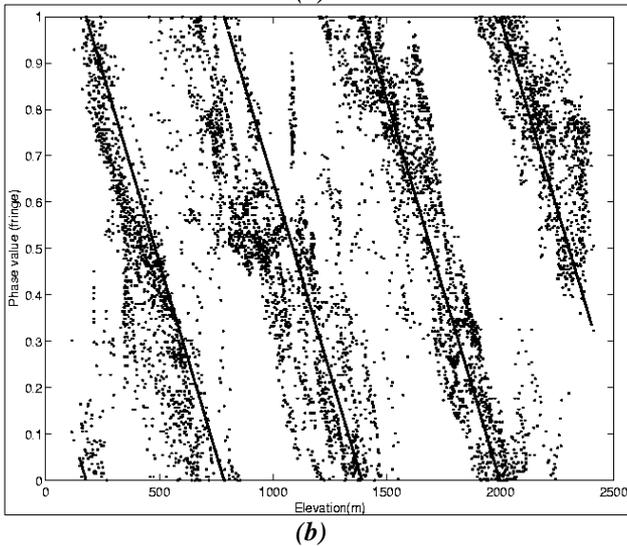
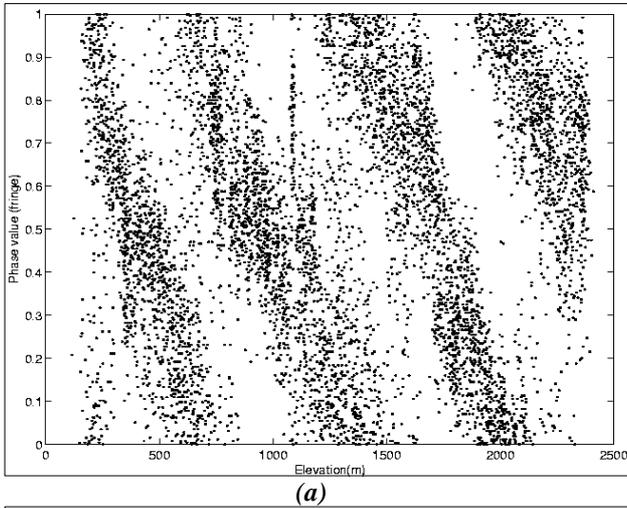
An example of tropospheric modelling from filtered interferogram is shown in Figure 6. Compared to Figure 3 (b), it is clear that we reconstruct most of the tropospheric fringes. Therefore, the tropospheric model is in some cases disturbed by local tropospheric variations such as a chain of clouds or rain. This phenomenon causes perturbations in the relation phase/elevation and makes the polynomial fitting a difficult task.

### 4 CONCLUSION

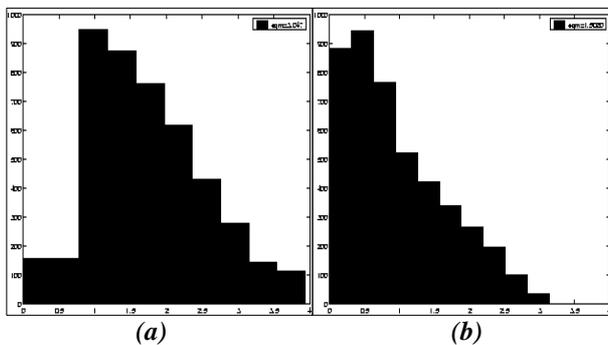
In this paper we have considered the problem of tropospheric correction in differential radar interferometry techniques. We have shown that the slope compensated filtering technique considerably improves the tropospheric modelling applied on a set of selected pixels. These pixels are filtered twice: first by the global coherency mask and then by the wrapped phase filtering.

Local tropospheric artefacts are a limitation of this technique but they have a temporary character and are

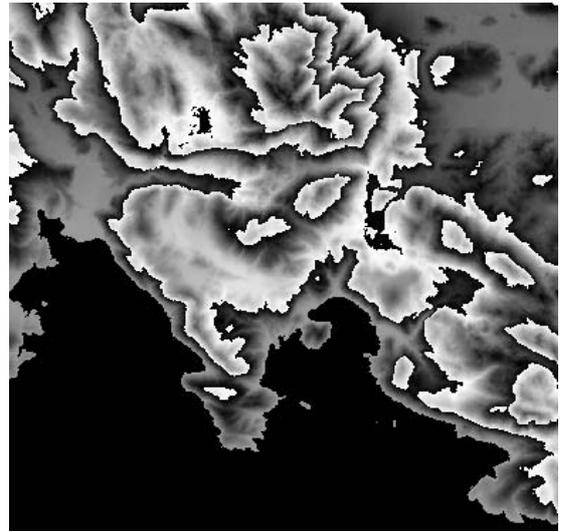
typical to each ERS scene. In [7] a method for the automatic characterization and retrieval of these artefacts is proposed using a combination of interferograms which contain the scene perturbations. This method can constitute a pre-processing treatment of the above tropospheric correction.



**Figure 4:** Improvement of tropospheric modelling by adapted phase filtering. (a) Un filtered case. (b) Filtered case: Black dots correspond to filtered phase/elevation relation computed for 6663 pixels selected from the coherency mask; gray dots correspond to the theoretical 1<sup>th</sup> order model.



**Figure 5:** Histograms of the MSE. (a) Unfiltered case. (b) Filtered case.



**Figure 6:** Example of the tropospheric modelling computed using the MNT and the determined model ( $y = -0.39x - 0.3$ ) then wrapped to be compared to the filtered fringes (Figure 3(b)).

## 5 REFERENCES

- [1] F. Beauducel, P. Briole and J. L. Froger, "Volcano-wide fringes in ERS synthetic aperture radar interferograms of Etna (1992-1998): Deformation or tropospheric effect?", *Journal of Geophysical Research*, Vol 105, no. B7, 2000, pp 16,391-16,402.
- [2] H.A.Zebker and J.Villasenor, "Decorrelation in interferometric radar echoes", *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sensing*, Vol 30, no 5, 1992, pp 950-959.
- [3] E. Trouvé, J.-M. Nicolas and H. Maître, "Improving Phase Unwrapping Techniques by the use of Local Frequency Estimates", *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sensing*, Vol. 36, no 6, November 1998, pp 1963-1972.
- [4] M. Shimada, M. Minamisawa and O. Isoguchi, "Correction of Atmospheric Excess Path Delay appeared in Repeat-pass SAR Interferometry using Objective Analysis Data", *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sensing*, Vol. 5, 2001, pp 2052-2054.
- [5] M. Costantini, P. Lombardo, F. Malvarosa, F. Minata, D. Pastina and L. Pietranera, "Correction of artifacts on Differential SAR interferometry for the study of subsidence phenomena in urban and suburban areas", *IEEE/ISPRS Joint Workshop on Remote Sensing and Data Fusion over Urban Areas*, 2001, pp 236-240.
- [6] A. Ferretti, C. Prati and F. Rocca, "Permanent Scatterers in SAR Interferometry", *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sensing*, Vol. 39, no 1, 2001, pp 8-20.
- [7] F. Sarti, H. Vadon and D. Massonnet, "A method for the automatic characterization of InSAR atmospheric artifacts by correlation of multiple interferograms over the same site", *IGARSS proceeding*, Vol. 4, 1999, pp 1937-1939.

### **3.11 ANNEXE 3.C**

#### **3.11.1 *Proceeding to IGARSS'03 (International Geoscience and Remote Sensing Symposium), Toulouse:***

**Chaabane, F., A. Avallone, F. Tupin, P. Briole and H. Maître**

*Correction of local and global tropospheric effects on differential SAR interferograms for the study of earthquake phenomena*

# Correction of local and global tropospheric effects on differential SAR interferograms for the study of earthquake phenomena

Ferdaous Chaabane\*, Antonio Avallone†, Florence Tupin\*, Pierre Briole† and Henri Maitre\*

\*GET-Télécom-Paris - CNRS URA 820, 46 rue Barrault - 75013 Paris - France,

Phone: (33)(0) 1 45.81.78.89 / Fax: (33)(0) 1 45.81.37.94, Email: chaabane@tsi.enst.fr

†Institut de Physique du Globe, 4 Place Jussieu - 75005 Paris - France, Email: antav@ipgp.jussieu.fr

**Abstract**—The presence of atmospheric contributions in SAR interferograms represents the main limit for the detection of ground deformation movements. This paper presents a methodological approach to reduce at both global and local scales the tropospheric contributions in the interferograms. It first requires the refined knowledge of the permanent scatterers that can only be obtained from the analysis of a large population of interferograms. The correction of global scale atmospheric contribution exploits the correlation between phase and topography and the correction of local artefacts is based on correlation between interferograms containing one common acquisition.

## I. INTRODUCTION

Differential SAR (Synthetic Aperture Radar) interferometry has proven to be a performant tool for the detection and mapping of ground movements. However, this technique is still limited by the presence of temporal decorrelation and atmospheric contribution. Indeed, variations of atmospheric conditions between two acquisitions produce variations in the signal path of the two images and additional fringes on differential interferograms. These effects have a strong influence on interferograms and must be suppressed to obtain reliable deformation measurements. It can be done if a large population of multi-temporal differential interferograms is available. Previous studies proposed methods to bypass the problem of atmospheric artefacts. They are based on a set of interferograms and acquisition parameters [5] or on auxiliary data such as pressure, temperature and relative humidity [9].

The aim of this paper is to present a methodological approach to reduce the tropospheric contribution using only interferograms information. Atmospheric effects are modeled at different spatial scales. Figure 1 shows the main steps of this method described in sections II and III.

This technique has been tested on 81 ERS1-2 differential interferograms of the Gulf of Corinth (Greece) produced on three different tracks. Interferograms cover variable time spans (1 day to 7.42 years) in the period 1992-1999. Both the 1992 Ms=5.9 Galaxidi earthquake and the 1995 Ms=6.2 Aigion event are covered by the data.

## II. ESTIMATION OF THE GLOBAL TROPOSPHERIC EFFECTS

The global tropospheric contributions are estimated in two main phases:

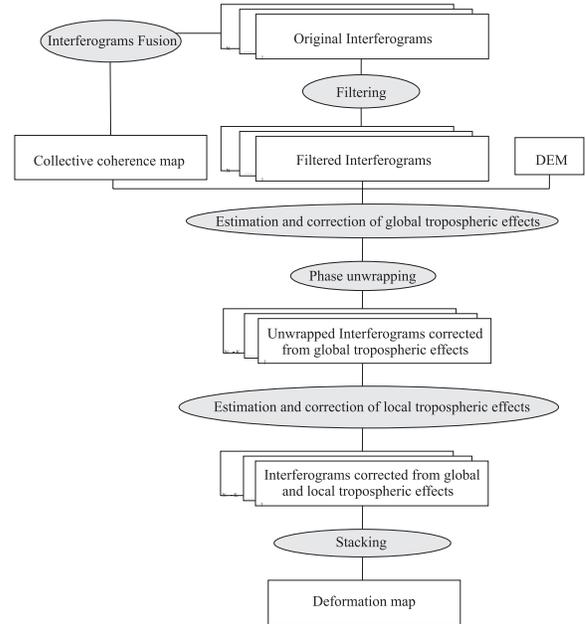


Fig. 1. Block diagram representing the main steps of the methodology described below.

First, a subset of very coherent pixels is identified using correlation between the phase value and topography. These pixels allow the computation of a global tropospheric model for each interferogram [1]. Secondly, a cross validation of the models is applied using the entire multitemporal database.

1) *Selection of the permanent scatterers:* To estimate the global tropospheric contribution, a collective coherence map is produced starting from all available interferograms in order to identify a first subset of coherent pixels (Permanent Scatterers Candidates, PSC). The interferograms are also filtered to reduce the wrapped phase noise. The filtering process applies a local compensation of the terrain slope based on a multi-spectral estimation of the two-dimensional frequency of the complex phase signal [7] [4].

Subsequently, assuming a horizontally homogeneous troposphere model, a linear correlation  $(\alpha_{opt}, \beta_{opt})$  between the wrapped filtered phase  $\Phi$  value and the elevation  $h$  of the PSC pixels is estimated. The optimisation proceeds in the complex

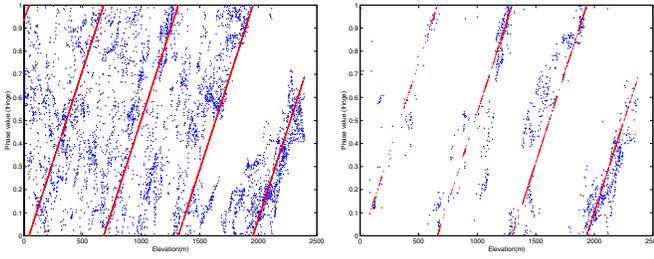
domain to avoid additional errors due to phase unwrapping [4].

$$\Phi = \alpha_{opt}h + \beta_{opt} \quad (1)$$

Using Mean Square Error, refined permanent scatterers are identified through the best fitting models. For each interferogram  $k$  and for each pixel  $i$ , the error  $\epsilon_i^k$  between the filtered phase and the modeled phase is calculated. All the  $\epsilon_i^k$  are then combined using a Context Independent Variable Behavior Operator [2], called symmetrical sum ( $\sigma_0$ ), to obtain the global error  $\epsilon_i$ :

$$\epsilon_i = \sigma_0(\sigma_0(\dots, \sigma_0(\sigma_0(\epsilon_i^1, \epsilon_i^2), \epsilon_i^3), \dots, \epsilon_i^k), \dots, \epsilon_i^N) \quad (2)$$

The lowest values of  $\epsilon_i^k$  for each model identify the most coherent pixels and therefore the permanent scatterers (PS) of the region. These PS are then used to perform a more reliable global tropospheric model (see figure 2).



(a)  $\alpha_{opt} = 0.1, \beta_{opt} = 38,$   
MSE=0.0511

(b)  $\alpha_{opt} = 0.11, \beta_{opt} = 254,$   
MSE=0.0094

Fig. 2. Set of points phase/topography before (a) and after selection of permanent scatterers (b) for the same interferogram. This estimation was validated by the "Tropospheric models validation" (see next section).

2) *Tropospheric models validation*: The validation of the obtained tropospheric models parameters is based on the interferogram relationships. For each triplet of interferograms  $\phi_{AB}, \phi_{BC}$ , and  $\phi_{AC}$ , obtained from three images A, B and C, a vectorial relationship exists between the parameters of the tropospheric model:

$$\phi_{AC} = \phi_{AB} + \phi_{BC} \Rightarrow \alpha_{opt_{AB}} + \alpha_{opt_{BC}} = \alpha_{opt_{AC}} \quad (3)$$

This relationship remains the 2<sup>nd</sup> Kirchoff law. Thus the algebraic sum of the parameters  $\alpha_{opt}$  along a circuit is constantly equal to zero. In our case, each arc corresponds to an interferogram and each circuit identifies a set of interferograms connected with a common SAR image. The application of this relationship is performed using the algorithm of Bellman-Ford [3] which detects any false estimation with respect to the others. By adding one arc at a time, this algorithm can verify if the sum of the parameters is zero in all the circuits.

The Bellman-Ford algorithm allows us to validate the previously obtained global tropospheric models and to reject the non-reliable estimations (see figure 3). Among the 81 original interferograms, more than the half (43) are validated, corrected and used for the local effect analysis (next section).

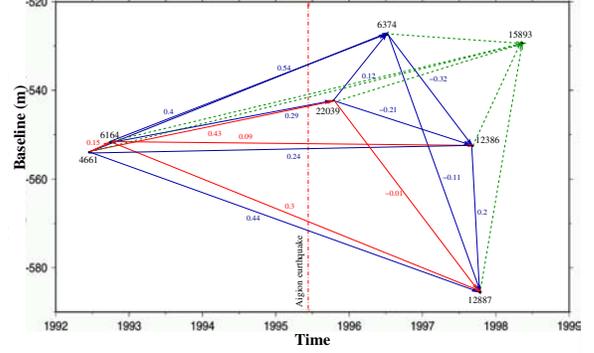


Fig. 3. Results of Tropospheric models validation for a family of 21 interferograms: 15 validated models (continuous line) and 6 non-reliable estimations (dashed line).

### III. ESTIMATION OF THE LOCAL TROPOSPHERIC EFFECTS

The local tropospheric contributions are estimated in three main phases:

First, the interferograms are unwrapped to remove the phase ambiguity. Subsequently, a local complex correlation is computed between the interferograms containing one common acquisition [6] in order to retrieve the local phase anomalies relative to each SAR image.

3) *Phase unwrapping*: The unwrapping is performed using a Weighted Least Squares algorithm [8]. A binary weighting calculated from the collective coherence mask is used in this work because of the high number of interferograms.

4) *Complex correlation between interferograms*: Considering a triplet of interferograms, we calculate a complex correlation weighted by the coherence between the complex signals. For each image, the correlation coefficient is calculated in the following matter:

$$\rho_A = \frac{E(xy^*) - E(x)E(y^*)}{\sqrt{\sigma_x \sigma_y}} \quad (4)$$

where  $x = M_{AB}e^{j\phi_{AB}}$ ,  $y = M_{AC}e^{j\phi_{AC}}$ .  $M_{AX}$  represents the coherence value,  $\phi_{AX}$  corresponds to the interferograms containing the image A and  $\sigma_x = E|x|^2 - |E(x)|^2$ .

This processing is applied to the interferograms which do not contain the seismic deformation because it can bend the estimation of local effects. However, this aspect does not represent a limit because the phase anomalies related to each SAR image will be subtracted from all the interferograms of our database.

5) *Local artefacts estimation*: At this step, the correlation coefficients  $\rho_A, \rho_B$  and  $\rho_C$  are calculated for a triplet of interferograms AB, BC and AC. The contribution of the local phase anomalies related to the image A are normally present only in the interferograms AB and AC. It should result in a high value (close to 1) of  $\rho_A$  and, conversely, in low values (close to 0) of  $\rho_B$  and  $\rho_C$ . This condition is analytically

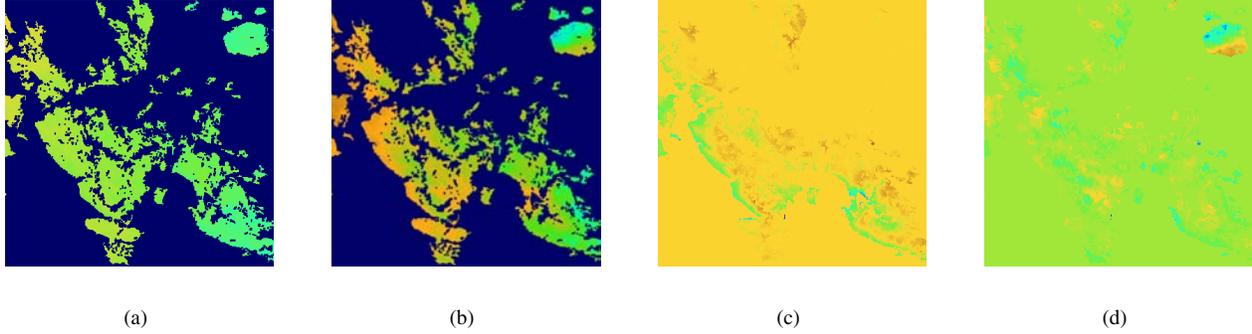


Fig. 4. Interferogram AB before (a) and after local tropospheric correction. (c) and (d) represent local tropospheric contributions determined respectively for the image A and the image B.

represented using a sigmoid function:

$$C_A^{AB} = s(\rho_A)s(1 - \rho_B)(unw_{AB} - [unw_{AB}]_W). \quad (5)$$

where  $s$  is the sigmoid function,  $unw_{AB}$  and  $[unw_{AB}]_W$  correspond respectively to the unwrapped interferogram AB and the averaged phase value in a window  $W$ . Removing the averaged phase value allows us to estimate only the high frequency contributions.

However, a single triplet could not put in evidence all the local phase anomalies of a given image A. Therefore, all the contributions  $C_A^{AX_i}$  obtained from the  $N$  interferograms  $AX_i$  containing that image are combined using a operator maximum:

$$C_A = \max_{i=1}^{Card(S)} C_A^{AX_i} \quad (6)$$

In this matter, we use all the informations of the interferograms  $AX_i$  on the local contributions related to the image A. Furthermore, we notice that the previous correction of a homogeneous tropospheric effect (at global scale) enhances the high frequency local tropospheric heterogeneities, which are now easier to extract.

#### IV. RESULTS

Finally, the resulting interferograms (corrected from global and local tropospheric effects) are stacked to reduce the noise still present in the data and to retrieve a smoothed deformation field related to the 1992 and 1995 earthquakes. To evaluate the performance of our approach, we compared the measured deformation before and after the tropospheric corrections to the deformation carried out by the GPS measurements in the area (for the same period). The corrected results are much closer to the reference points than the raw data (see table 1). This comparison reveals that we reduce the tropospheric noise and improve the surface deformation accuracy. The maximum of deformation detected by GPS is located at point C.

#### V. CONCLUSION

We have presented a new methodological approach for detecting and removing the atmospheric effects using a multi-temporal database constituted by several differential interferograms. The performances of this technique have been

TABLE I  
COMPARAISON BETWEEN INSAR AND GPS RESULTS

Point	GPS(mm)	InSAR(mm) without correction	InSAR(mm)with correction
B	$7 \pm 16$	$-30.8 \pm 23.3$	$-26.3 \pm 19.8$
C	$-202 \pm 17$	$-179.8 \pm 29.6$	$-204.4 \pm 23.9$
CT	$-1 \pm 13$	$-16.8 \pm 15.2$	$10.0 \pm 10.1$
S	$-18 \pm 20$	$20.4 \pm 17.6$	$-4.9 \pm 7.5$

verified for a region characterised by a strongly irregular topography as the Gulf of Corinth (Greece) area. Therefore, this method is highly dependent on the coherence of the original interferograms and on the nature of the investigated area.

#### REFERENCES

- [1] F. Beauducel, P. Briole and J-L. Froger, *Volcano wide fringes in ERS SAR interferograms of Etna (1992-1998): Deformation or tropospheric effect ?*, Journal Of Geophys. Res., 105, pp. 16,391-16,402, 1999.
- [2] I. Bloch, *Information Combination Operators for Data Fusion: A Comparative Review with Classification*, IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics, 26(1), pp. 52-67, 1996.
- [3] R. Bellman, *On a routing problem*, Quarterly of Applied Mathematics, 16, pp. 87-90, 1958.
- [4] F. Chaabane, A. Avallone, F. Tupin, P. Briole and H. Maître, *Improvement of tropospheric correction by adapted phase filtering*. EUSAR2002, Cologne, pp.361-364, June 2002.
- [5] A. Ferretti, C. Prati, and F. Rocca, *Permanent Scatterers in SAR Interferometry*, IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing, 39(1), pp. 8-20, January 2001.
- [6] F. Sarti, H. Vadon and D. Massonnet, *A method for automatic characterization of InSAR atmospheric artefacts by correlation of multiple interferograms over the same site*, Proc. IGARSS'99, Hambourg, pp. 1937-1939, June 1999.
- [7] E. Trouvé, J.-M. Nicolas, and H. Maître, *Fringe detection in noisy complex interferograms*, Applied Optics - Information Processing, 35, pp. 3799-3806, 1996.
- [8] E. Trouvé, J.-M. Nicolas, and H. Maître, *Improving Phase Unwrapping Techniques by the Use of Local Frequency Estimates*, IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing, 36(6), pp. 1963-1972, November 1998.
- [9] H. A. Zebker, P. A. Rosen, and S. Hensley, *Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps*, Journal Of Geophys. Res.- Solid earth, 102(B10), pp. 7547-7563, April 1997.

## Chapitre 4 Conclusion et Perspectives

### 4.1 Le GPS

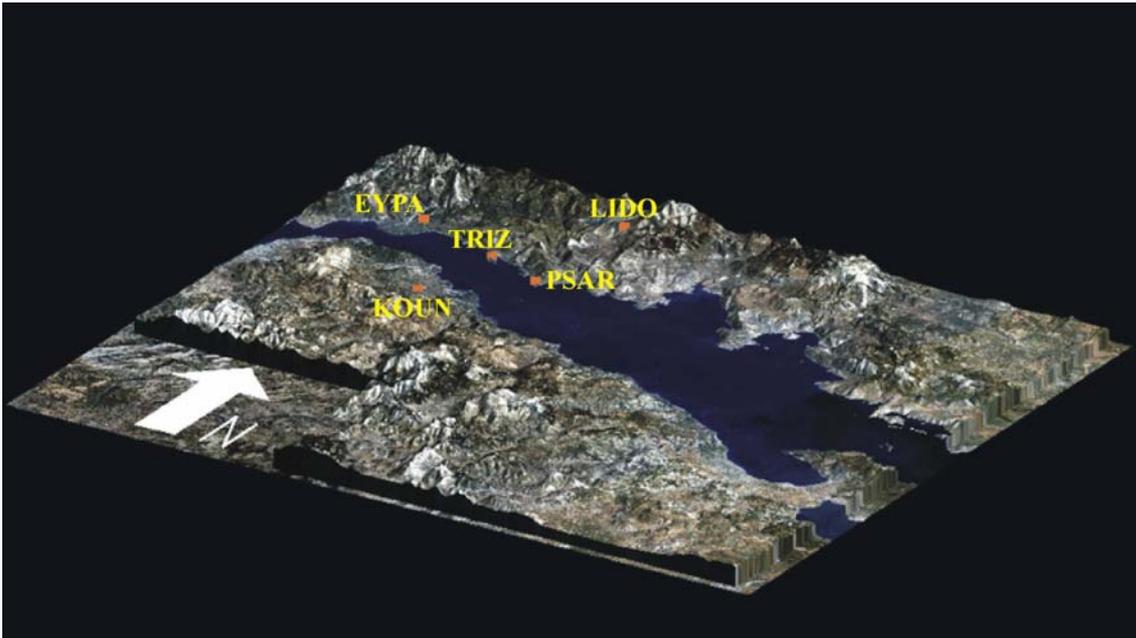
La disponibilité d'une importante base de données GPS, relatives aux campagnes menées dans le Golfe de Corinthe dans les onze dernières années, et l'analyse minutieuse de ces données nous a permis de déterminer un champ de vitesse bien plus précis et cohérent spatialement que les études précédentes. Ce champ de vitesse révèle que l'extension est accommodée presque entièrement dans une région très étroite (~10km), à l'intérieur du golfe, en mer. Les taux d'extension mesurés sur 11 ans montrent des valeurs de vitesse comprises entre 11 mm/an avec une orientation N185°E dans la partie centrale du rift (Xilokastro) et 16 mm/an dans sa partie occidentale, au nord de Navpaktos.

Si on exclut les extrémités orientale et occidentale du rift du Golfe de Corinthe, aucune déformation interne significative est mise en évidence dans les blocs nord et sud du golfe. Les variations en module et direction des vecteurs de vitesse observées sur le bloc nord témoignent le fait que cette région est caractérisée par une rotation en sens horaire. La modélisation du champ de vitesse (exprimé par rapport à l'Europe stable) obtenu par des rotations de bloc prédit un pôle de rotation localisé au nord du Golfe d'Amvrakia avec un taux de  $7 \pm 0.5^\circ/\text{Ma}$ . Il n'est pas surprenant que le pôle de rotation du même bloc par rapport au Péloponnèse soit situé au sud du Golfe d'Evvia, près de la conjonction entre l'extrémité orientale du rift et le bord méridional de la faille Nord Anatolienne. Par rapport à l'Europe stable, le Péloponnèse se déplace vers le sud-ouest avec une vitesse de 30 mm/an et une orientation de N215°E, ce qui est en bon accord avec les valeurs proposées par des études menées à une échelle plus large (McClusky et al., 2000). Le champ de vitesse déterminé par la minimisation des vecteurs de vitesse dans le Péloponnèse montre des vecteurs résiduels qui sont en accord avec une rotation en sens horaire par rapport à un pôle situé au nord de la ville d'Aigion et avec un taux de  $2.8 \pm 0.8^\circ/\text{Ma}$ .

A l'ouest du Golfe de Corinthe, deux points (J, N), situés sur le bloc sud, présentent des valeurs de vitesse intermédiaires entre celles du bloc nord et celles du bloc sud. Cela confirme que la

déformation est localisée au moins jusqu'à l'extrémité occidentale de la faille active de Psatopirgos, et qu'elle devient plus distribuée à l'ouest.

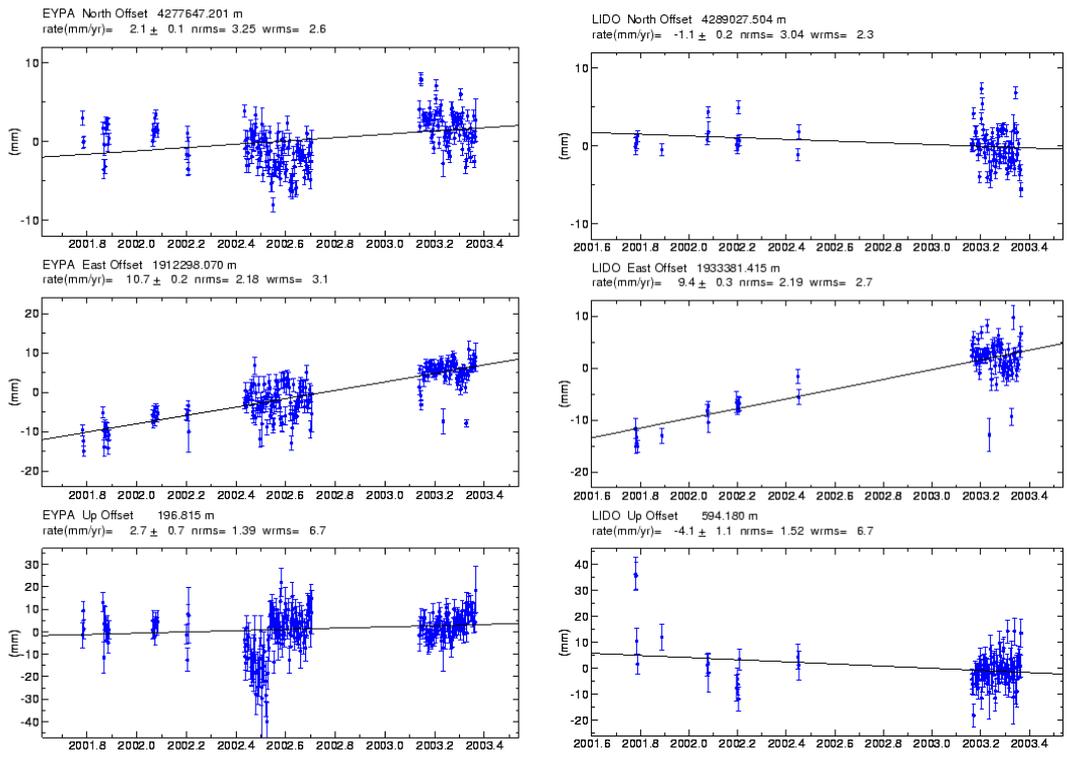
Dans le cadre du projet CORSEIS, le réseau GPS du Golfe de Corinthe a été densifié dans sa partie occidentale du rift grâce à l'installation de cinq stations permanentes (Briole et al., 2001). Des récepteurs Legacy (Javad) ont été choisis pour ces stations. La Fig. 4.1 montre la localisation de ces stations.



**Fig. 4.1:** Localisation des stations GPS permanentes dans le Golfe de Corinthe.

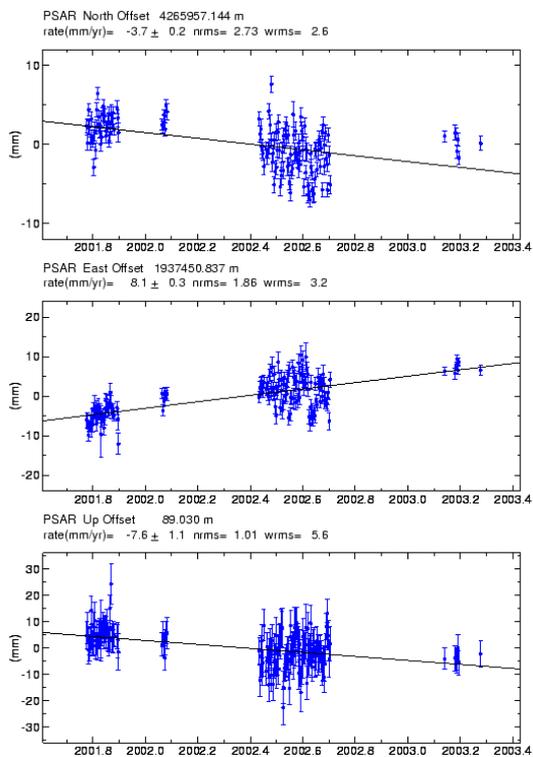
**Fig. 4.1:** Location of the GPS permanent stations of the Gulf of Corinth.

Les données relatives aux stations sont transmises à travers une ligne téléphonique à Athènes, où elles sont automatiquement calculées à l'aide du logiciel GAMIT/GLOBK (King et al., 1998; Herring et al., 1998). Les séries temporelles déduites par ces calculs sont ensuite présentées à l'adresse web [http://geodesie.ipgp.jussieu.fr/Permanent\\_GPS\\_Corinth.htm](http://geodesie.ipgp.jussieu.fr/Permanent_GPS_Corinth.htm). Trois des ces stations (Eypalio, Lidoriki et Psaromita) montrent des séries temporelles atteignant une période de quasiment deux ans et sont montrées en Fig. 4.2 et Fig. 4.3. Les valeurs de vitesse dérivées pour ces stations par les calculs s'inscrivent parfaitement dans le champ de vitesse obtenus sur 11 ans de données de campagne (Fig. 4.4).



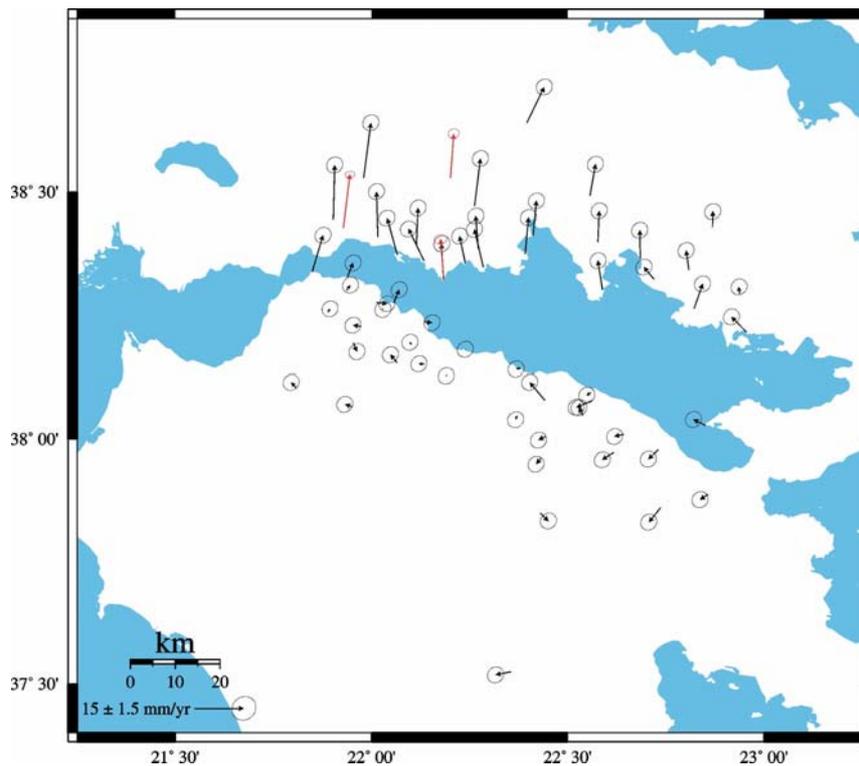
**Fig. 4.2:** *Séries temporelles calculées aux stations GPS permanentes de Eypalio (gauche) et Lidoriki (droite).*

**Fig. 4.2:** *Time series calculated at stations Eypalio (left) and Lidoriki (right).*



**Fig. 4.3:** *Série temporelle (gauche) calculée à la station GPS permanente de Psaromita (droite).*

**Fig. 4.3:** *Time series (left) calculated at the station Psaromita (right).*

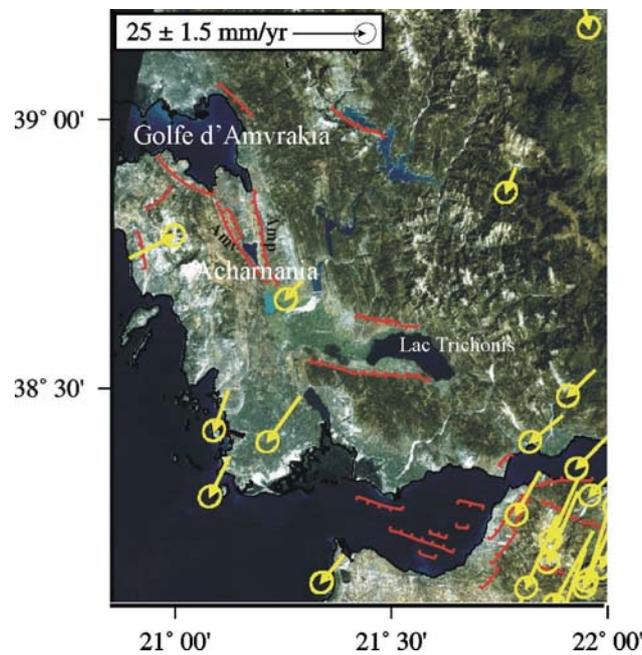


**Fig. 4.4:** Les vecteurs de vitesse déterminés pour les stations GPS permanentes sont parfaitement cohérents en module et orientation avec le champ de vitesse calculé sur la base des données de campagnes de 11 dernières années.

**Fig. 4.4:** Velocity vectors computed for the permanent GPS stations are in good agreement with the velocity field calculated from the 11-years surveys data.

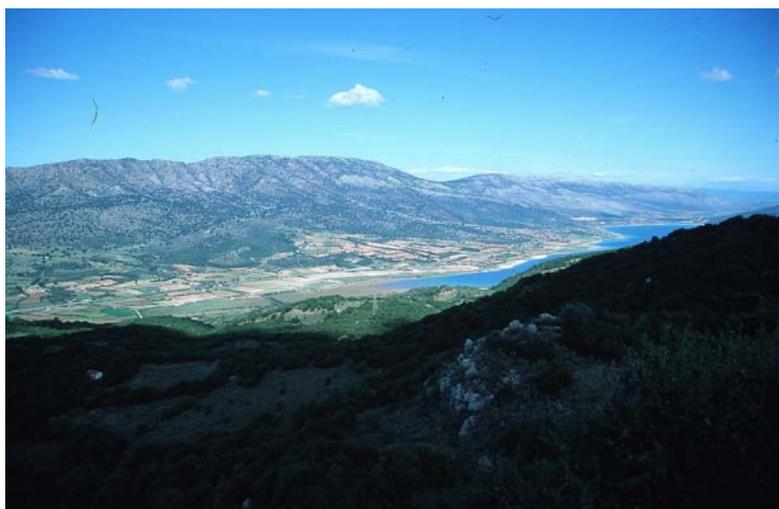
Le champ de vitesse présenté en Fig. 2.27, dans le chapitre 2 montrent une différence de densité remarquable entre la région du Golfe de Corinthe et la région d'Acharnania, au sud du Golfe d'Amvrakia. Un agrandissement de la Fig. 2.27 dans cette région est montré en Fig. 4.5. Cette région est échantillonnée par seulement six points GPS appartenant au réseau SING: trois au nord de cette zone et trois au sud. Les deux vecteurs situés entre les montagnes du Pinde et les failles liant le Lac Trichonis et le Golfe d'Amvrakia présentent des valeurs de vitesse cohérents avec les vecteurs de tout le bloc nord. La Fig. 4.6 montre une photo de la faille d'Amphilochia. Le passage de cette région au sud, vers le delta du fleuve Acheloos, au nord ouest du Golfe de Patras met en évidence des taux d'extension très importants, qui sont de l'ordre de 10 mm/an. Il est important de confirmer ces taux. D'après la Fig.2.26, des séismes en extension se produisent dans cette région. Cela contraste avec la direction d'un point situé plus au nord, sur la côte occidentale, qui montre un régime de compression. Dans cette étude nous n'irons pas plus loin dans l'interprétation de ces données, mais l'une des

perspectives importantes de notre travail consiste à étendre vers l'ouest la densité du réseau Corinthe, afin d'étudier avec plus d'attention et d'améliorer notre compréhension de la déformation en cette région.



**Fig. 4.5:** Agrandissement de la Fig. 2.27 dans la région d'Acharnania, entre le Golfe de Amvrakia et le Golfe de Patras. La déformation semble se concentrer dans une bande étroite liant les failles normales bordant le Lac Trichonis et celles menant au Golfe d'Amvrakia. Des taux d'extension très importants (10 mm/an) sont mis en évidence par les vecteurs de vitesse. Amp=faille d'Amphilochia; Amv=faille d'Amvracia.

**Fig. 4.5:** Zoom of the Fig. 2.27 in the Acharnania region, between the Gulf of Amvrakia and the Gulf of Patras. Deformation appears to be concentrated in a very narrow band which connects the fault systems of the Trichonis Lake and the Gulf of Amvrakia. High extension rates (10 mm/yr) are enhanced by the vectors in the area. Amp=Amphilochia fault; Amv=Amvracia fault.

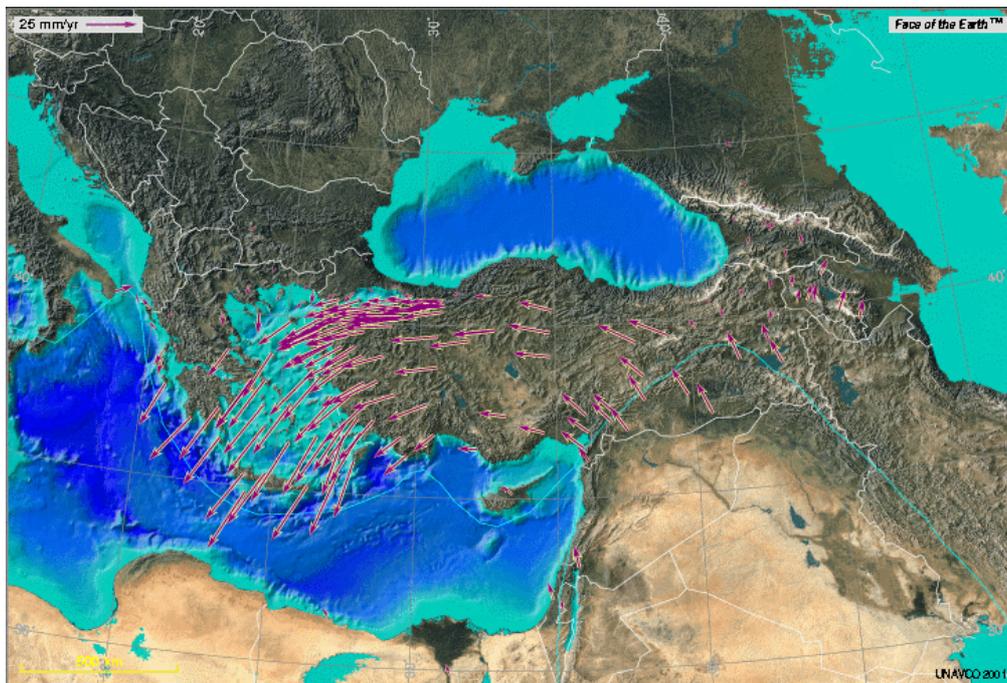


**Fig. 4.6:** Photo montrant la faille d'Amphilochia (Fig. 4.5) prise par la faille d'Amvracia, une des failles qui connectent la région du Golfe d'Amvrakia et celles du Lac Trichonis.

**Fig. 4.6:** Photo of the Amphilochia fault (Fig. 4.5) taken from the Amvracia fault. These faults seem to connect the Gulf of Amvrakia and the Trichoinis Lake.

La champ de déformation très précis déterminé dans le Golfe de Corinthe il est très important parce qu'il permet de densifier les informations sur la tectonique des plaque existantes déjà à des échelles régionales. A ce propos, le projet GPSVEL (GLObal VELOCITY) (Lavallée et al., 2001) proposé par l'UNAVCO (University NAVstar Consortium) représente une nouvelle initiative pour synthétiser les vecteurs de vitesse des différentes campagnes de mesure GPS dans un système de référence global consistant. Le résultat consistera dans le calcul d'une solution global d'appui à laquelle on pourrait comparer des models géophysiques tels que le NUVEL-1A.

Nous pensons que la cohérence et la précision du champ de vitesse déterminé dans le Golfe de Corinthe pourrait s'inscrire sans difficulté dans les champs de vitesse régionaux (Fig. 4.7) et donc fournir les détails nécessaires pour la compréhension de la déformation en Méditerranée orientale.

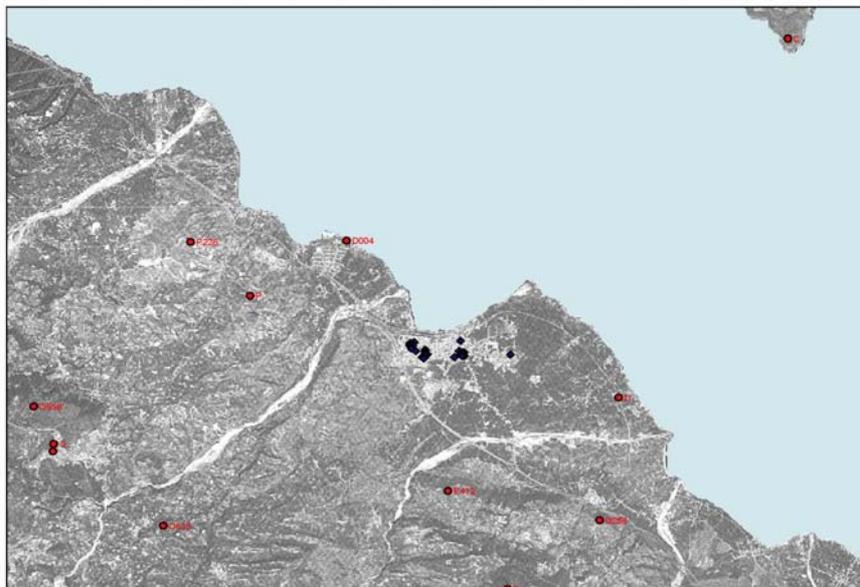


**Fig. 4.7:** Champ de déformation calculé pour la région de la Méditerranée orientale (d'après McClusky et al., 2000, [http://icarus.unavco.ucar.edu/science\\_support/crustal\\_motion/dxdt/gpsvel/](http://icarus.unavco.ucar.edu/science_support/crustal_motion/dxdt/gpsvel/) ).

**Fig. 4.7:** Deformation field calculated for the Eastern Mediterranean region (from McClusky et al., 2000, [http://icarus.unavco.ucar.edu/science\\_support/crustal\\_motion/dxdt/gpsvel/](http://icarus.unavco.ucar.edu/science_support/crustal_motion/dxdt/gpsvel/) ).

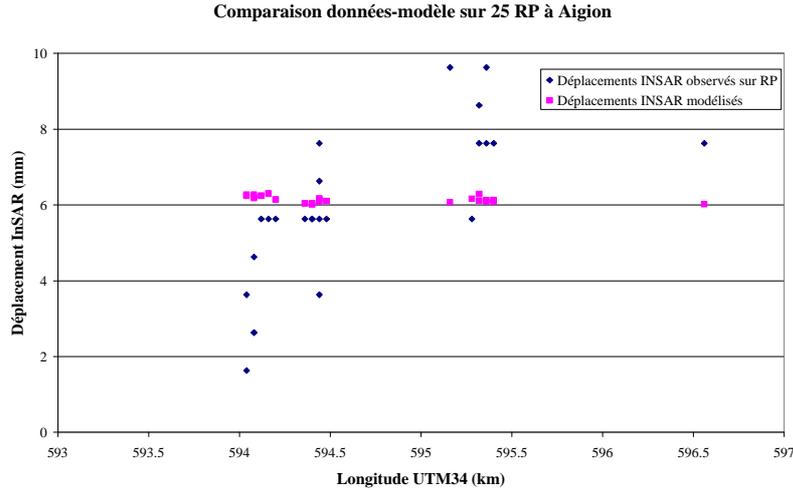
## 4.2 L'interférométrie radar

L'étude troposphérique mise au point sur les données interférométriques du Golfe de Corinthe et décrite dans le chapitre 3, présente de avantages et des inconvénients. L'application d'une correction troposphérique globale, validée par la "loi des pentes", ainsi que la détection, et conséquente correction, d'hétérogénéités troposphériques locales, semble assez satisfaisante, mais le résultat reste fortement dépendant de la quantité d'interférogrammes, et donc, d'images, à disposition. De plus, il n'est pas exclu que des petits problèmes de déroulement, dans une région comme Corinthe où la cohérence est restreinte à des zone bien particulières (calcaires du côté nord et les quelques villes au bord de la mer, au sud), puisse encore être présents dans les données. Cependant, l'analyse des cartes de déformation moyennes cosismique et inter-sismique nous ont permis, d'une part, d'obtenir des résultats comparables aux études précédentes (Bernard et al., 1997) pour ce qui concerne les déplacements liés au séisme d'Aigion de 1995, et, d'autre part, de pouvoir estimer un majorant des mouvements inter-sismiques verticaux dans le Golfe de Corinthe. Pour détecter des mouvements inter-sismiques plus faibles que 1 cm/an il est envisageable de suivre une autre approche, celui des *Permanent Scatterers (PS)* proposée par Ferretti et al. (2000,2001) et reprise par Vangorp (2003). La détermination des *PS* pour chacune des image SAR ont permis d'estimer les taux de déformation dans certaines région du Golfe. Une des régions les plus cohérentes est représentée par la ville d'Aigion. Les *PS* déterminés dans cette région sont superposés à un agrandissement d'une image SPOT en Fig. 4.8.



**Fig. 4.8:** Localisation des RP trouvés par Vangorp (2003), dans la région de la ville d'Aigion. Ces pixels peuvent être considéré exactement comparables à des points GPS (en rouge).

**Fig. 4.8:** Location of the PS obtained by Vangorp (2003) in the Aigion town region. These pixels are exactly comparable to the GPS points (red).



**Fig. 4.9:** Comparaison des données INSAR des PS avec celles du modèle du séisme d'Aigion.

**Fig. 4.9:** Comparison between PS INSAR data and Aigion earthquake model data.

UTM_E	UTM_N	Déplacement INSAR	
		observé (mm)	modélisé (mm)
595.32	4234.28	8.63	6.29
594.16	4234.24	5.63	6.3
594.08	4234.2	2.63	6.27
594.04	4234.2	3.63	6.27
594.12	4234.16	5.63	6.24
594.04	4234.16	1.63	6.24
594.08	4234.12	2.63	6.21
594.08	4234.08	4.63	6.18
594.44	4234.04	7.63	6.17
595.28	4234	5.63	6.16
594.44	4234	5.63	6.15
594.2	4234	5.63	6.14
595.4	4233.96	11.63	6.13
595.36	4233.96	7.63	6.13
594.44	4233.96	3.63	6.12
596.56	4233.92	7.63	6.02
595.32	4233.92	7.63	6.11
594.48	4233.92	5.63	6.1
594.44	4233.92	6.63	6.09
595.4	4233.88	7.63	6.09
595.36	4233.88	9.63	6.09
595.16	4233.84	9.63	6.07
594.4	4233.84	5.63	6.04
594.36	4233.84	5.63	6.04
594.4	4233.8	5.63	6.01

**Tab. 4.1:** Liste des 25 RP examinés sur la ville d'Aigion et comparaison entre déplacements InSAR cosismiques observés et modélisés (mm). Le modèle prévoit un soulèvement général de la ville d'Aigion de 6mm.

**Tab. 4.1:** Listing of the 25 PS coordinates determined in the region of Aigion and comparison between INSAR coseismic displacement observations and the modeled ones. A general uplift of 6 mm is predicted by the model.

Les valeurs de déplacement des RP trouvés par Vangorp (2003) ont été comparées avec celles estimées par le modèle du séisme d'Aigion (présenté dans le chapitre 3). Cette comparaison (Fig. 4.9 et Tab. 4.1) montre le niveau de bruit sur les données SAR n'est pas supérieure à 5 mm.

Cette méthode, bien que en plein développement, représente probablement une des piste les plus fiables pour la détection de mouvements verticaux faibles.

## Bibliographie

- Altamini Z., P. Sillard, C. Boucher, ITRF2000: A new release of the international terrestrial reference frame for Earth science application, *J. Geophys. Res.*, **2002**, 107, 2214, doi:10.1029/2001JB000561.
- Ambraseys, N.N., Studies in historic seismicity and tectonics, in *Geodynamics of Today*, Roy. Soc. Of London, **1975**, 7-16.
- Ambraseys, N.N. & J.A. Jackson, Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988, *Geophys. J. Int.*, **1990**, 101, 663-708.
- Ambraseys, N.N. & C.P. Melville, A History of Persian earthquakes, *Cambridge University Press*, Cambridge, UK, **1982**.
- Anderson, H. & J.A. Jackson, Active tectonics of the Adriatic region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **1987**, 91, 937-983.
- Anzidei, M., P. Baldi, G. Casula, M. Crespi and F. Riguzzi, Repeated GPS surveys across the Ionian Sea: evidence of crustal deformations, *Geophys. J. Int.*, **1996**, 127, 257-267.
- Armijo, R., B. Meyer, G.C.P. King, A. Rigo and D. Papanastassiou, Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys. J. Int.*, **1996**, 126(1), 11-53.
- Arnaud, Etude et analyse des artefacts dans la construction de l'image interférométrique radar, *Thèse de Doctorat*, LIMAIRIT (ENSEEIH), **1997**
- Avallone & Briole, Analysis of 5 years of SAR interferometry data from the Gulf of Corinth (Greece), **2000**, *EOS Trans. AGU, Fall Meet. Suppl.*
- Baby, H., P. Gole and J.A. Lavergnat, Model for tropospheric excess path length of radio waves from surface meteorological measurements, *Radio Science*, **1988**, 23, 6, 1023-1038.
- Barka, A., The North Anatolian fault zone, *Ann. Tectonicae suppl.*, **1992**, 6, 164-195.
- Barka, A. & K. Kadinsky-Cade, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, **1988**, 7, 663-684.
- Beauducel, F., P. Briole and J.-L. Froger, Volcano wide fringes in ERS SAR interferograms of Etna (1992-1998): Deformation or tropospheric effect?, *Journ. Of Geophys. Res.*, **2000**, 105, 16391-16402.
- Bernard, P., P. Briole, B. Meyer, H. Lyon-Caen, J.-M. Gomez, C. Tiberi, C. Berge, R. Cattin, D. Hatzfeld, C. Lachet, B. Lebrun, A. Deschamps, F. Courbouleux, C. Larroque, A. Rigo, D. Massonnet, P. Papadimitriou, J. Kassaras, D. Diagourtas, K. Makropoulos, G. Veis, E. Papazissi, C. Mitsakaki, V. Karakostas, E. Papadimitriou, D. Papanastassiou, G. Chouliaras and G. Stravakakis, The  $M_s=6.2$ , June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece):

- evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift. *Journal of Seismology*, **1997a**, 1(2), 131-150.
- Bernard, P., G. Chouliaras, A. Tzanis, P. Briole, M.-P. Bouin, J. Tellez, G. Stravakakis and K. Makropoulos, Seismic and electrical anisotropy in the Mornos delta, Gulf of Corinth, Greece, and its relationship with GPS strain measurements. *Geophys. Res. Letters*, **1997b**, 24(17), 2227-2230.
- Billiris, H., D. Paradissis, G. Veis, P. England, W. Featherstone, B. Parsons, P. Cross, P. Rands, M. Rayson, P. Sellers, V. Ashkenazi, M. Davison, J. Jackson and N. Ambraseys, Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988, *Nature*, **1991**, 350, 124-129.
- Bock, Y., S.A. Gourevitch, C.C. Couselman III, R.W. King and R.I. Abbot, Interferometric analysis of GPS phase observations, *Manus. Geod. II*, **1986**, 11, 282-288.
- Boucher, C., Z. Altamini and P. Sillard, Results and analysis of the ITRF97, *IERS Tech. Note* 27, **1999**, 191 pp., Int. Earth Rotation Serv., Paris.
- Bouin, M.P., J. Tellez, and P. Bernard, Seismic anisotropy around the Gulf of Corinth, Greece, deduced from three-component seismograms of local earthquakes and its relationship with crustal strain. *Journ. of Geophys. Res.-Solid Earth*, **1996**, 101(B3), 5797-5811.
- Briole, P., A. Rigo, H. Lyon-Caen, J. C. Ruegg, K. Papazissi, C. Mitsakaki, A. Balodimou, G. Veis, D. Hatzfeld and A. Deschamps, Active deformation of the Corinth rift, Greece: Results from repeated Global Positioning System surveys between 1990 and 1995. *Journ. of Geophys. Res.-Solid Earth*, **2000**, 105(B11), 25605-25625.
- Briole, P., H. Billiris, S. Felikis, K. Mitsakaki, K. Papazissi, D. Paradissis, G. Veis, A. Avallone, O. Charade, A. Necessian, The Gulf of Corinth "CORSEIS" permanent GPS network: framework and perspectives, *XXVI General Assembly of European Geophysical Society*, **2001**, 25-30 Mars, Nice.
- Brooks, M., & G. Ferentinos, Tectonics and sedimentation in the Gulf of Corinth and the Zakynthos and Kephallinia channels, western Greece, *Tectonophysics*, **1984**, 101, 25-54.
- Brunner, F.K., Wave propagation in refractive media: a progress report, *Report of International Association of Geodesy Spatial Study Group 4.93*, **1991**.
- Brunner, F.K. & W.M. Welsch, Effect of the troposphere on GPS measurements, *GPS World*, **1993**, 4, 1, 42-51.
- Carnec, C., Interférométrie SAR différentielle: Application à la détection et au suivi de mouvements de terrain, *Thèse de Doctorat Paris VII*, **1996**.
- Cattin, R., P. Briole, H. Lyon-Caen, P. Bernard and P. Pinettes, Effects of superficial layers on coseismic displacements for a dip-slip fault and geophysical implications. *Geophys. J. Int.*, **1999**, 137(1), 149-158.

- Chaabane, F., A. Avallone, F. Tupin, P. Briole, E. Trouvé, Y. Trembley, J.M. Nicolas and H. Maître, Improvements of tropospheric correction by adapted phase filtering, *Proceed. EUSAR*, **2002**, Cologne, 361-364.
- Chaabane, F., A. Avallone, F. Tupin, P. Briole and H. Maître, Correction of local and global tropospheric effects on differential SAR interferograms for the study of earthquake phenomena, *Proceed. IGARSS*, **2003**.
- Chaabane, F., Etude du suivi multitemporel des mouvements de terrain par interférométrie radar, *Thèse de doctorat ENST-Télécom, en prep.*
- Chery, J., Core complex mechanics: From the Gulf of Corinth to the Snake Range. *Geology*, **2001**, 29(5), 439-442.
- Cianetti, S., P. Gasperini, M. Boccaletti and C. Giunchi, Reproducing the velocity and stress fields in the Aegean region, *Geophys. Res. Letters*, **1997**, 24(16), 2087-2090.
- Cianetti, S., P. Gasperini, C. Giunchi and E. Boschi, Numerical modelling of the Aegean-Anatolian region: geodynamical constraints from observed rheological heterogeneities. *Geophys. J. Int.*, **2001**, 146(3), 760-780.
- Clarke, P.J., R.R. Davies, P.C. England, B.E. Parsons, H. Billiris, D. Paradissis, G. Veis P.H. Denys, P.A. Cross, V. Ashkenazi and R. Bingley, Geodetic estimate of seismic hazard in the Gulf of Korinthos. *Geophys. Res. Letters*, **1997**, 24(11), 1303-1306.
- Clarke, P.J., D. Paradissis, P. Briole, P.C. England, B.E. Parsons, H. Billiris, G. Veis and J.-C. Ruegg, Geodetic investigation of the 13 May 1995 Kozani-Grevena (Greece) earthquake. *Geophys. Res. Letters*, **1997**, 24(6), 707-710.
- Clarke, P.J., R.R. Davies, P.C. England, B. Parsons, H. Billiris, D. Paradissis, G. Veis, P.A. Cross, P.H. Denys, V. Ashkenazi, R. Bingley, H.-G. Kahle, M.-V. Muller and P. Briole, Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989-1997. *Geophys. J. Int.*, **1998**, 135(1), 195-214.
- Clément, C., Imagerie sismique crustale de la subduction Hellénique et du Golfe de Corinthe, *Thèse de doctorat de l'Université Paris 7*, **2000**.
- CNES, Philosophie et mode d'emploi de la chaîne logicielle interférométrique DIAPASON, **1996**.
- Cochran, J.R., The Gulf of Aden: Structure and evolution of a young ocean basin and continental margin, *Journ. of Geophys. Res.*, **1981**, 86, 263-287.
- Cochran, J.R., A model for development of Red Sea, *The AAPG Bull.*, **1983**, 67, 41-69.
- Cocard, M., H.-G. Kahle, Y. Peter, A. Geiger, G. Veis, S. Felekis, D. Paradissis and H. Billiris, New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: recent results inferred from GPS measurements (1993- 1998) across the West Hellenic Arc, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, **1999**, 172(1-2), 39-47.

- Contrucci, I., Rapport de stage de DEA, IPGP, 1995.
- Crimmins, T., Geometric filter for speckle reduction, *Applied Optics*, **1985**, 24, 1438-1443.
- Davis, J.L., W.H. Prescott, J.L. Svarc and K.J. Wendt, Assessment of Global Positioning System measurements for studies of crustal deformation, *Journ. Of Geophys. Res.*, **1989**, 94, 13363-13650.
- Davies, R., P. England, B. Parsons, H. Billiris, D. Paradissis and G. Veis, Geodetic strain of Greece in the interval 1892-1992. *Journ. of Geophys. Res.-Solid Earth*, **1997**, 102(B11), 24571-24588.
- Delacourt, C., Detection et analyse de mouvements de surface par interférométrie différentielle, *Thèse de Doctorat IPGP*, **1997**.
- Delacourt, C., P. Briole and J. Achache, Tropospheric corrections of sar interferograms with strong topography. Application to Etna, *Geophys. Res. Lett.*, **1998**, 25, 15, 2849-2852.
- De Mets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus and S. Stein, Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **1990**, 101, 425-478.
- Deplus, C and P. Briole, Mesures de profils par GPS cinématique: résultats d'un test effectué en Crète en Octobre 1996, *Rapport interne IPGP*, **1997**.
- Dercourt, J., L'expansion océanique actuelle et fossile; ses implications géotectoniques, *Bull. Soc. Géol. France*, **1970**, 12, 261.
- Dia, A.N., A.S. Cohen, R.K. O'Nions and J.A. Jackson, Rates of uplift investigated through Th-230 dating in the Gulf of Corinth (Greece). *Chemical Geology*, **1997**, 138(3-4), 171-184.
- Di Bisceglie, M., A. Fusco, C. Galdi and E. Sansosti, Stochastic modelling of atmospheric effects in SAR differential interferometry, *Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS Trans. Systems, Man and Cybernetics*, **2001**, , 26, 1, 52-67.
- Dong, D. & Y. Bock, Global Positioning System network analysis with phase ambiguity resolution applied to crustal deformation studies in California, *Journ. Of Geophys. Res.*, **1989**, 94, B4, 3949-3966.
- Doutsos, T. & D.J.W. Piper, Listric Faulting, Sedimentation, and Morphological Evolution of the Quaternary Eastern Corinth Rift, Greece - 1st Stages of Continental Rifting. *Geological Society of America Bulletin*, **1990**, 102(6), 812-829.
- Doutsos, T. & G. Poulimenos, Geometry and Kinematics of Active Faults and Their Seismotectonic Significance in the Western Corinth-Patras Rift (Greece). *Journal of Structural Geology*, **1992**, 14(6), 689-699.
- Drakatos, G. & J. Latoussakis, A catalog of aftershock sequences in Greece (1971-1997): Their spatial and temporal characteristics. *Journal of Seismology*, **2001**, 5(2), 137-145.

- Drakos, A.G., S.C. Stiros and A.A. Kiratzi, Fault Parameters of the 1980 ( $M_w$  6.5) Volos, Central Greece, earthquake from inversion of repeated levelling data, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, , **2001**, 91(6), 1673-1684.
- Duermeijer, C.E., M. Nyst, P. Th. Meijer, C.G. Langeries and W. Spakman, Neogene evolution of the Aegean arc: paleomagnetic and geodetic evidence for a rapid and young rotation phase. *Earth and Planetary Science Letters*, **2000**, 176(3-4), 509-525.
- Dufaure, J.J., Le relief du Péloponnèse, *Thèse de doctorat de l'Université Paris 7*, **1975**.
- Dupont, Génération de modèles numériques de terrain par interférométrie ROS, *Thèse de Doctorat Nice-Sophia Antipolis*, **1997**.
- Dziewonski, A.M., T.-A. Chou and J.H. Woodhouse, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *Journ. of Geophys. Res.*, **1981**, 86, 2825-2852.
- Estefan, J.A. & O.J. Sovers, A comparative survey of current and proposed tropospheric refraction-delay models for DSN radio metric data calibration, *JPL Publications 94-24*, **1994**, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, October, 53 pp.
- Even, S., Graph Algorithms, *Computer Science Press*, **1979**.
- Feigl, K.L., D.C. Agnew, Y. Bock, D. Dong, A. Donnellan, B.H. Hager, T.H. Herring, D.D. Jackson, T.H. Jordan, R.W. King, S. Larsen, K. Larson, M.H. Murray, Z. Shen and F.H. Webb, Space Geodetic Measurement of crustal deformation in Central and Southern California, *Journ. Of Geophys. Res.*, **1993**, 98, B12, 21677-21712.
- Ferentinos, G., M. Brooks and T. Doutsos, Quaternary tectonics in the Gulf of Patras, *J; Struct. Geol.*, **1985**, 7, 713-717.
- Ferretti, A., C. Prati and F. Rocca, Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **2000**, 38, 5, 2202-2212.
- Ferretti, A., C. Prati and F. Rocca, Permanent scatterers in SAR interferometry, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **2001**, 39, 1, 8-20.
- Flotté, N. and D. Sorel, Structural cross sections through the Corinth-Patras detachment fault-system in Northern Peloponnesus (Aegean arc, Greece), *Bull. Soc. Geol. Greece*, **2001**, XXXIV/1, 235-241.
- Flotté, N., V. Plaignes, D. Sorel and A. Benedicto, Attempt to date Pleistocene normal faults of the Corinth-Patras Rift (Greece) by U/Th method, and tectonic implications. *Geophys. Res. Lett.*, **2001**, 28(19), 3769-3772.
- Frost, V., K. Stiles, K. Shanmungan and A. Holtzmann, A model for radar images and its application to adaptative digital filtering of multiplicative noise, *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, **1982**, 4, 157-165.

- Galanopoulos, A., Katalog der Erdbeben in Griechenland für die Zeit von 1879 bis 1892, *Ann. Geol. Pays Hell.*, **1953**, 5, 114-229.
- Ghiglia D.C. & L.A. Romero, Robust two-dimensional weighted and unweighted phase unwrapping that uses fast transforms and iterative methods, *J. Opt. Soc. Am. A*, **1994**, 11, 1, 107-111.
- Goldsworthy, M., J. Jackson and J. Haines, The continuity of active fault systems in Greece, *Geophys. J. Int.*, **2002**, 148, 596-618.
- Hatzfeld, D., A. Christodoulou, E. Scordilis, D. Papanagioutopoulos and P. Hatzidimitriou, A microearthquake survey of the Mygdonian graben (northern Greece), *Earth planet. Sci. Lett.*, **1986**, 81, 379-396.
- Hatzfeld, D., D. Kementzetzidou, V. Karakostas, M. Ziazia, S. Nothard, D. Diagourtas, A. Deschamps, G. Karakisis, P. Papadimitriou, M. Scordilis, R. Smith, N. Voulgaris, S. Kiratzi, K. Makropoulos, M.P. Bouin and P. Bernard, The Galaxidi earthquake of 18 November 1992: A possible asperity within the normal fault system of the Gulf of Corinth (Greece). *Bulletin of the Seismological Society of America*, **1996**, 86(6), 1987-1991.
- Hatzfeld, D., V. Karakostas, M. Ziazia, I. Kassaras, E. Papadimitriou, K. Makropoulos, N. Voulgaris and C. Papaioannou, Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth (Greece). *Geophys. J. Int.*, **2000**, 141(2), 438-456.
- Herring, T.A., Modeling atmospheric delays in the analysis of space geodetic data, *Proceed. on the Symposium on Refraction of Transatmospheric Signals in Geodesy, Publications on Geodesy*, **1992**, 62, ed. by De Munck and Spoelstra, 247, Netherland Geodetic Commission, Delft, Netherlands.
- Herring, T.A., GLOBK: Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program version 4.1, *Mass. Inst. of Technol., Cambridge*, **1998**.
- Hubert, A., G. King, R. Armijo, B. Meyer and D. Papadimitriou, Fault re-activation, stress interaction and rupture propagation of the 1981 Corinth earthquake sequence. *Earth and Planetary Science Letters*, **1996**, 142, 573-585.
- Ifadis, I.I., The atmospheric delay of radio waves: modelling the elevation dependence on a global scale, *Technical report #38L, Chalmers University of Technology*, **1986**, Goteborg, Sweden.
- Inglada J. & F. Adragna, Blind source separation applied to multitemporal series of differential SAR interferograms, *Proceed. IGARSS'02, 24-28 June, Toronto*, **2002**.
- Jackson, J.A., J. Gagnepain, G. Houseman, G.C.P. King, P. Papadimitriou, C. Soufleris and J. Virieux, Seismicity, Normal Faulting, and the Geomorphological Development of the Gulf of Corinth (Greece) - the Corinth Earthquakes of February and March 1981. *Earth and Planetary Science Letters*, **1982**, 57(2), 377-397.

- Jackson, J.A. & D. McKenzie, The geometrical evolution of normal fault systems, *Journ. of Structural Geology*, **1983**, 5(5), 471-482.
- Jackson, J.A. & D. McKenzie, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **1984**, 77, 185-264.
- Jackson, J.A. & D. McKenzie, The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J.*, **1988**, 93, 45-73.
- Jackson, J.A., Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey, *Journ. of Geophys. Res.*, **1992**, 97, 12471-12479.
- Jackson, J.A., J. Haines and W. Holt, The horizontal velocity field in the deforming of Aegean Sea region determined from the moment tensor of earthquakes, *Journ. of Geophys. Res.*, **1992**, 97, 17657-17684.
- Jackson, J.A. & N.N. Ambraseys, Convergence between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus, in *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*, edited by D. Giardini & S. Balassanian, *NATO ASI Ser. Environ.*, **1997**, 28, 79-90.
- Jackson, J.A., Fault death: a perspective from actively deforming regions, *J. Struc. Geol.*, **1999**, 21, 1003-1010.
- Jacobshagen, V., D. Richter, J. Makris, G.H. Bachmann, P. Giese and H. Risch, in *Alps, Apennines, Hellenides*, (Ed. By H. Cloos et al.), *Inter-Union Comm. Geodynamics, Sci. Rep.*, **1978**, 38, 414-423.
- Janes, H.W., R.B. Langley and S.P. Newby, A comparison of several models for the prediction of tropospheric propagation delay, *Proceed. of the 5<sup>th</sup> International Geodetic Symposium on Satellite Positioning*, **1989**, Las Cruces, NM, 777-788.
- Janes, H.W., R.B. Langley and S.P. Newby, Analysis of tropospheric delay prediction models: comparisons with ray-tracing and implications for GPS relative positioning, *Bull. Geod.*, **1991**, 65, 151-161.
- Jestin, F., P. Huchon and J.M. Gaulier, The Somalia Plate and the East African rift system: Present-day kinematics, *Geophys. J. Int.*, **1994**, 637-654.
- Jolivet, L. & C. Faccenna, Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, **2000**, 19(6), 1095-1106.
- Jolivet, L., A comparison of geodetic and finite strain pattern in the Aegean, geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, **2001**, 187(1-2), 95-104.
- Kahle, H.G., M. Müller, S. Mueller and G. Veis, The Kephallonia Transform-Fault and the Rotation of the Apulian Platform - Evidence from Satellite Geodesy. *Geophys. Res. Letters*, **1993**, 20(8), 651-654.

- Kahle, H.G., M. Müller, A. Geiger, G. Danuser, S. Mueller, G. Veis, H. Billiris and D. Paradissis, The Strain Field in Northwestern Greece and the Ionian-Islands - Results Inferred from Gps Measurements. *Tectonophysics*, **1995**, 249(1-2), 41-52.
- Kahle, H.G., M.V. Muller, and G. Veis, Trajectories of crustal deformation of western Greece from GPS observations 1989-1994. *Geophy. Res. Letters*, **1996**, 23(6), 677-680.
- Kahle, H.G., C. Straub, R. Reilinger, S. McClusky, R. King, K. Hurst, G. Veis, K. Kastens and Paul Cross, The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements. *Tectonophysics*, **1998**, 294(3-4), 237-252.
- Kahle, H.G., M. Cocard, Y. Peter, A. Geiger, R. Reilinger, A. Barka and G. Veis, GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian Plates. *Journ. of Geophys. Res.-Solid Earth*, **2000**, 105(B10), 23353-23370.
- Karakostas, V.G., E.E. Papadimitriou, G.F. Karakaisis, C.B. Papazhacos, E.M. Scordilis, G. Vargemezis and E. Aidona, The 2001 Skyros, Northern Aegean, Greece, earthquake sequence: off-fault aftershocks, tectonic implications, and seismicity triggering. *Geophys. Res. Lett.*, **2003**, 30, 1, 1012, doi: 10.1029/2002GL015814.
- Kasapoglu, K. & Toksöz, Tectonic consequences of the collision of the Arabian and Eurasian plates: Finite element models, *Tectonophysics*, **1983**, 100, 71-95.
- Keraudren, B. & D. Sorel, The Terraces of Corinth (Greece) - a Detailed Record of Eustatic Sea-Level Variations During the Last 500,000 Years. *Marine Geology*, **1987**, 77(1-2), 99-107.
- Keraudren, B., C. Falguères, J.-J. Bahain, D. Sorel and Y. Yokoyama, Nouvelles datations radiométriques des terrasses marines de Corinthe (Péloponnèse septentrional, Grèce), *Paris, Académie des Sciences Comptes Rendus, Série IIA*, **1995**, 320, 483-489.
- King, G.C.P., Z. X. Ouyang, P. Papadimitriou, A. Deschamps, J. Gagnepain, G. Houseman, J. A. Jackson, C. Soufleris and J. Virieux, The Evolution of the Gulf of Corinth (Greece) - an Aftershock Study of the 1981 Earthquakes. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **1985**, 80(3), 677-693.
- King, G., D. Sturdy and J. Whitney, The landscape geometry and active tectonics of northwest Greece, *Bull. Soc. Geol. Am.*, **1993**, 105, 137-161.
- King, R.W. & Y. Bock, Documentation for the GAMIT analysis software, release 9.7, *Mass. Inst. of Technol., Cambridge*, **1998**.
- Kissel, C. & C. Laj, The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction, *Tectonophysics*, **1988**, 146, 183-201.
- Kontoes, C., P. Elias, O. Sykioti, P. Briole, D. Remy, M. Sachpazi, G. Veis and I. Kotsis, Displacement field and fault model for the September 7, 1999 Athens earthquake inferred from ERS2 satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **2001**, 27, 24, 3989-3992.

- Koukouvelas, I.K., The Egean fault, earthquake-related and long-term deformation, Gulf of Corinth, Greece. *Journ. of Geodynamics*, **1998**, 26(2-4), 501-513.
- LaBreque, J. & N. Zitellini, Continuous sea-floor spreading in Red Sea: An alternative interpretation of magnetic anomaly pattern, *The AAPG Bull.*, **1985**, 69, 513-524.
- Langley, R.B., Propagation of the GPS signals, in *GPS for Geodesy edited by P.J.G. Teunissen & A. Kleusberg*, **1998**, Springer Ed.
- Lanyi, G., Tropospheric delay affecting radio interferometry, *TDA Progress Report 42-78*, **1984**, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, 152-159.
- Larson, K.M. & D.C. Agnew, Application of the global positioning system to crustal deformation measurement: 1. Precision and accuracy, *Journ. Of Geophys. Res.*, **1991**, 96, B10, 16547-16565.
- Leeder, M.R. & J.A. Jackson, The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and central Greece, *Basin Research*, **1993**, 5, 79-102.
- Lekkas, E.L., S. G. Lozios, E. N. Skourtsos and H. D. Kranis, Egean earthquake (15 June 1995): An episode in the neotectonic evolution of Corinthiakos Gulf. *Journ. of Geodynamics*, **1998**, 26(2-4), 487-499.
- Le Pichon, X., N. Chamot-Rooke and S. Lallemand, Geodetic Determination of the Kinematics of Central Greece with Respect to Europe - Implications for Eastern Mediterranean Tectonics. *Journ. of Geophys. Res.-Solid Earth*, **1995**, 100(B7), 12675-12690.
- Lillesand, M.T. & R.W. Kiefer, Remote Sensing and image interpretation, *John Wiley & sons*, **1979**.
- Lister, G. & G. Davis, The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA, *Journ. of Structural Geology*, **1989**, 11, 65-94.
- Lundgren, P., D. Giardini and R. Russo, A geodynamic framework for eastern Mediterranean kinematics, *Geophys. Res. Letters*, **1998**, 25, 4007-4010.
- Makropoulos, K.C., J.K. Drakopoulos and J.B. Latousakis, A revised and extended earthquake catalogue for Greece since 1900, *Geophys. J. Int.*, **1989**, 98, 391-394.
- Marini, J.W., Correction of satellite tracking data for an arbitrary atmospheric profile, *Radio Science*, **1972**, 7, 2, 223-231.
- Martinod, J., D. Hatzfeld, P. Savvaidis and K. Kotsambalos, Rapid N-S extension in the Mygdonian graben (Northern Greece) deduced from repeated geodetic surveys. *Geophys. Res. Letters*, **1997**, 24(24), 3293-3296.

- Massonnet, D., M. Rossi, C. Carmona, F. Adragna, G. Peltzer, K. Feigl and T. Rabaute, The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, *Nature*, **1993**, 364, 138-142.
- Massonnet, D. & T. Rabaute, Radar interferometry: limits and potential, *IEEE Tans. On Geoscience and Remote Sensing*, **1993**, 31, 2, 455-464.
- Massonnet, D. & F.L. Feigl, Discrimination of geophysical phenomena in satellite radar interferograms, *Geophys. Res. Lett.*, **1995**, 22, 1537-1540.
- McClusky, S., S. Balassanian, A. Barka, C. Demir, S. Ergintav, I. Georgiev, O. Gurkan, M. Hamburger, K. Hurst, H. Kahle, K. Kastens, G. Kekelidze, R. King, V. Kotsev, O. Lenk, S. Mahmoud, A. Mishin, M. Nadariya, A. Ouzounis, D. Paradissis, Y. Peter, M. Prilepin, R. Reilinger, I. Sanli, H. Seeger, A. Taelib M.N. Toksöz and G. Veis, Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *Journ. of Geophys. Res.-Solid Earth*, **2000**, 105(B3), 5695-5719.
- McKenzie D., Plate tectonics of the Mediterranean region, *Nature*, **1970**, 226, 239-243.
- McKenzie D., Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: The Aegean Sea and surrounding regions, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **1978**, 55, 217-254.
- Meijer, P. & M. Wortel, Temporal variation in the stress field of the Aegean region, *Geophys. Res. Lett.*, **1996**, 23, 439-442.
- Melis, N.S., M. Brooks and R.G. Pearce, A microearthquake study in the Gulf of Patras region, western Greece, and its seismotectonic interpretation, *Geophys. J.*, **1989**, 98, 515-524.
- Melis, N.S., P.W. Burton and M. Brooks, Coseismic crustal deformation from microseismicity in the Patras area, western Greece, *Geophys. J. Int.*, **1995**, 122, 815-836.
- Melosh, H.J., Mechanical basis for low-angle normal faulting in the Basin and Range province, *Nature*, **1990**, 343, 331-335.
- Mendes, V.B. & R.B. Langley, A comprehensive analysis of mapping functions used in modelling tropospheric propagation delay in space geodetic data, *Proceed. International Symposium on Kinematic Systems in Geodesy, Geomatics and Navigation*, **1994**, Banff, Alberta, 87-98.
- Mercier, J.-L., N. Delibassis, A. Gauthier, J.-J. Jarrige, F. Lemeille, H. Philip, M. Sébrier and D. Sorel, La néotectonique de l'arc Egéen, *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, **1979**, 21, 67-92.
- Mercier, J.-L., E. Carey-Gailhardis, N. Mouyaris, K. Simeakis, T. Roundoyanis and C. Anghelidis, Structural analysis of recent and active faults and regional state of stress in the epicentral area of the 1978 Thessaloniki area, North Greece, *Tectonics*, **1983**, 2, 577-600.

- Nocquet, J.-M., E. Calais, Z. Altamini, P. Sillard and C. Boucher, Intraplate deformation in western Europe deduced from an analysis of the International Terrestrial Reference Frame 1997 (ITRF97) velocity field, *Journ. Of Geophys. Res.*, **2001**, 106, B6, 11239-11257.
- Nocquet, J.-M., Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par géodésie spatiale, *Thèse de Doctorat Université de Nice-Sophie Antipolis*, **2002**.
- Noomen, R., T. Springer, B. Ambrosius, K. Herzberger, D. Kuijper, G. Mets, B. Overgrauw and F. Wakker, Crustal deformation in the Mediterranean area computed from GPS and SLR observations, *J. of Geodynamics*, **1996**, 21, 73-96.
- Niell, A.E., A new approach for the hydrostatic mapping function, *Proceed. of International Workshop for Reference Frame Establishment and Technical Development in Space Geodesy*, **1993**, Communications Research Laboratory, Koganei, Tokyo, Japan, 61-68.
- Niell, A.E., Global mapping functions for the atmospheric delay at radio wavelengths, *Journ. Of Geophys. Res.*, **1996**, 101, 3227-3246.
- Oral, M.B., R. Reilinger, M.N. Toksöz, R.W. King, A.A. Barka and O. Lenk, GPS measurements of crustal deformation in Turkey (1988-1992): Coherent rotation of the Anatolian plate (abstract), *EOS Trans. AGU*, **1994**, 75(16), Spring Meeting suppl., 116.
- Ori, G.G., Geologic history of the extensionale basin of the Gulf of Corinth (? Miocene-Pleistocene), Greece, *Geology*, **1989**, 918-921.
- Pantosti, D., R. Collier, G. D'Addezio, E. Masana and D. Sakellariou, Direct geological evidence for prior earthquakes on the 1981 Corinth fault (central Greece). *Geophys. Res. Letters*, **1996**, 23(25), 3795-3798.
- Pantosti, D.; De Martini, P.M., I. Koukouvelas, L. Stamatopoulos, S. Pavlides, N. Palyvos and S. Pucci, Paleoseismological trenching across the Eliki and Aigion faults (Gulf of Corinth, Greece), *EGS XXVII General Assembly*, **2002**, Nice, France.
- Papadopoulos, G.A., G. Drakatos, D. Papanastassiou, I. Kalogeras and G. Stravakakis, Preliminary results about the catastrophic earthquake of 7 September 1999 in Athens, Greece, *Seism. Res. Lett.*, **2000**, 3, 318-329.
- Papageorgiou, S., M. Arnold, J. Laborel and S. Stiros, Seismic uplift of the harbour of the ancient Aigeira, Central Greece, *Intrenational Journal of Nautical Archaeology*, **1993**, 22, 275-281.
- Papatheodorou, G. & G. Ferentinos, Submarine et coastal sediment failure triggered by the 1995, Ms=6.1 R, Aigion earthquake, Gulf of Corinth, Greece, *Marine Geology*, **1997**.
- Papazachos, B., D. Panagiotopoulos, T. Tsapanos, D. Mountrakis, and G Dimopoulos, A study of the 1980 summer sequence in the Magnesia region of Central Greece, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **1983**, 75, 155-168.

- Papazachos, B.C. & C.B. Papazachou, The Earthquakes of Greece, *Ziti Publications, Thessaloniki*, **1997**.
- Peter, Y., H.-G. Kahle, M. Cocard, G. Veis, S. Felekis and D. Paradissis, Establishment of a continuous GPS network across the Kephallonia Fault Zone, Ionian islands, Greece. *Tectonophysics*, **1998**, 294(3-4), 253-260.
- Pham, V.N., D. Boyer, G. Chouliaras and P. Bernard, Electrical conductivity and crustal structure beneath the central Hellenides around the Gulf of Corinth (Greece) and their relationship with the seismotectonics. *Geophys. J. Int.*, **1996**, 142(3), 948-969.????
- Philip, H., A. Cisternas, A. Gvishiani and A. Gorshov, The Caucasus: An actual example of initial stages of continental collision, *Tectonophysics*, **1989**, 161, 1-21.
- Plag, H.-P., et al., Scientific objectives of current and future WEGENER activities, *Tectonophysics*, **1998**, 294, 177-223.
- Plicka, V., E. Sokos, G.-A. Tselentis and J. Zahradnik, The Patras earthquake (14 July 1993): relative roles of source, path and site effects, *Journ. Of Seismology*, **1998**, 2, 337-349.
- Piccardi, L., Active faulting at Delphi, Greece: Seismotectonic remarks and a hypothesis for the geologic environment of a myth. *Geology*, **2000**, 28(7), 651-654.
- Pirazzoli, P.A., S.C. Stiros, M. Arnold, J. Laborel, F. Laborel-deguen and S. Papageorgiou, Episodic Uplift Deduced from Holocene Shorelines in the Perachora Peninsula, Corinth Area, Greece. *Tectonophysics*, **1994**, 229(3-4), 201-209.
- Prati C. & F. Rocca, Limits to the resolution of elevation maps from stereo SAR images, *Intern. Journ. Of Remote Sensing*, **1990**, 11, 2215-2235.
- Prati C. & F. Rocca, Improving slant range resolution of stationary objects with multiple SAR surveys, *IEEE Transactions on AES*, **1993**, 29, 1, 135-144.
- Rebaï, S., H. Philip, L. Dorbath, B. Borisoff, H. Haessler and A; Cisternas, Active Tectonics in the Lesser Caucasus: Coexistence of compressive and extensional structures, *Tectonophysics*, **1993**, 12, 1089-1114.
- Reilinger, R., S. McClusky, M.B. Oral, R.W. King, M.N. Toksöz, A.A. Barka, I. Kinik, O. Lenk and I. Sanli, Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *Journ. of Geophys. Res.-Solid Earth*, **1997a**, 102, 9983-9999.
- Reilinger, R., S. McClusky, B. Souter, M. Hamburger, M. Prilepin, A. Michin, T. Guseva and A. Balassanian, Preliminary estimates of plate convergence in the Caucasus collision zone from GPS measurements, *Geophys. Res. Letters*, **1997b**, 24, 1815-1818.
- Rietbrock, A., C. Tiberi, F. Scherbaum and H. Lyon-Caen, Seismic slip on a low angle normal fault in the Gulf of Corinth: Evidence from high-resolution cluster analysis of microearthquakes. *Geophys. Res. Letters*, **1996**, 23(14), 1817-1820.

- Rigo, A., H. Lyon-Caen, R. Armijo, A. Deschamps, D. Hatzfeld, K. Makropoulos, P. Papadimitriou and I. Kassaras, A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): Implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophys. J. Int.*, **1996**, 126(3), 663-688.
- Roberts, S.C. & J.A. Jackson, Active normale faulting in central Greece: Jackson, J.A. overview, in *The Geometry of Normal Faults*, eds Roberts, A.M., G. Yelding and B. Freeman, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **1990**.
- Roberts, G.P., Variation in fault-slip directions along active and segmented normal fault systems. *Journal of Structural Geology*, **1996**, 18(6), 835-845.
- Roberts, G.P. and A. Ganas, Fault-slip directions in central and southern Greece measured from striated and corrugated fault planes: Comparison with focal mechanism and geodetic data. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **2000**, 105(B10), 23443-23462.
- Royden, L., The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundary, *Tectonics*, **1993**, 12, 303-325.
- Saastamoinen, J., Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites, *The use of artificial satellites for Geodesy, Geophys. Monogr. Ser.*, **1972**, 15, edited by S.W. Henriksen et al., 247-251, AGU, Washington, D.C.
- Saastamoinen, J., Contributions to the theory of atmospheric refraction, *Bull. Geod.*, **1973**, en trois parties: 105, 279-298; 106, 383-397; 107, 13-34.
- Sandwell, D.T., & E.J. Price, Phase gradient approach to stacking interferograms, *Journ. Of Geophys. Res.*, **1998**, 103, B12, 30183-30204.
- Sarti, F., H. Vadon and D. Massonnet, A method for automatic characterization of InSAR atmospheric artefacts by correlation of multiple interferograms over the same site, *Proceed. IGARSS'99, Hambourg*, **1999**, 1937-1939.
- Savage, J.C., Displacement field for an edge dislocation in a layered half-space, *Journ. of Geophys. Res.*, **1998**, 103, 2439-2446.
- Schaffrin, B. & Y. Bock, A unified scheme for processing GPS phase observations, *Bull. Geod.*, **1988**, 62, 142-160.
- Scharroo, R., P. Visser and G. Mets and B.A.C. Ambrosius, Topex-Class orbits for the ERS satellites, *EOS Trans. AGU*, **1996**, 77, 17, Spring Meet. Suppl., S76.
- Sébrier, M., Tectonique récente d'une transversale à l'arc égéen. Le golfe de Corinthe et ses régions périphériques, *Thèse de doctorat de l'Université Paris XI, Orsay*, **1977**.
- Seeger, M., & J. Alexander, Distribution of Plio-Pleistocene and modern coarse-grained deltas south of the Gulf of Corinth, Greece, in Frostick, L.E. et al. Eds, Tectonic controls and signatures in sedimentary successions, *International Association of Sedimentologists, Spec. Publ.*, **1993**, 20, 37-48.

- Smith, D.E., R. Kolenkiewicz, J.W. Robbins, P.J. Dunn and M.H. Torrence, Horizontal crustal motion in the central and eastern Mediterranean inferred from satellite laser ranging measurements, *Geophys. Res. Letters*, **1994**, 21, 1979-1982.
- Sonder, L. and P. England, Effects of temperature dependent rheology on large-scale continental extension, *Journ. of Geophys. Res.-Solid Earth*, **1989**, 94, 7603-7619.
- Sorel, D., B. Keraudren, C. Müller, J.-C. Bahain and C. Falguères, Data for a Pleistocene age of the Corinth-Patras rift (Greece), in *European Union of Geosciences, 9<sup>th</sup> Congress, Strasbourg, France (abstract); Terra Nova*, **1997**, 9(1), 395.
- Sorel, D., A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth-Patras rift, Greece. *Geology*, **2000**, 28(1), 83-86.
- Sorel, D., A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth-Patras rift, Greece ([correction to] vol 28, pg 83, 2000). *Geology*, **2000**, 28(5), 479-479.
- Soufleris, C. & G. Stewart, A source study of the Thessaloniki (northern Greece) 1978 earthquake sequence, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **1981**, 67, 343-358.
- Stewart, I., Holocene uplift and palaeoseismicity on the Eliki fault, western Gulf of Corinth, Greece, *Annales Geofisicae*, **1996**, 39, 575-588.
- Stiros, S.C., Kinematics and Deformation of Central and Southwestern Greece from Historical Triangulation Data and Implications for the Active Tectonics of the Aegean. *Tectonophysics*, **1993**, 220(1-4), 283-300.
- Stiros, S. & A. Drakos, Geodetic constraints on the fault pattern of the 1978 Thessaloniki (Northern Greece) earthquake ( $M_s=6.4$ ), *Geophys. J. Int.*, **2000**, 143, 679-688.
- Tarayre H. & D. Massonnet, Effectiveness of a refractive atmosphere on interferometric processing, *Proceed. IGARSS'94*, **1994**, 1717-1719.
- Tarayre, H., Extraction des modèles numériques de terrain par interférométrie radar satellitaire: algorithmes et artefacts atmosphériques, *Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Toulouse, France*, **1996**.
- Taymaz, T., J. Jackson, and D. McKenzie, Active Tectonics of the North and Central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, **1991**, 106(2), 433-490.
- Terrell, D.L. & P. Collins, Fundamentals of Electronics: DC/AC Circuits. *Hardcover, Delmar Learning*, **1999**.
- Tiberi, C., H. Lyon-Caen, D. Hatzfeld, U. Achauer, E. Karagianni, A. Kiratzi, E. Louvari, D. Panagiotopoulos, I. Kassaras, G. Kaviris, K. Makropoulos and P. Papadimitriou, Crustal and upper mantle structure beneath the Corinth rift (Greece) from a teleseismic tomography study. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **2000**, 105(B12), 28159-28171.

- Tiberi, C., M. Diament, H. Lyon-Caen and T. King, Moho topography beneath the Corinth Rift area (Greece) from inversion of gravity data. *Geophys. J. Int.*, **2001**, 145(3), 797-808.
- Tselentis, G.-A., N.S. Melis, E. Sokos and K. Papatsimpa, The Egion June, 15, 1995 (6.2 M<sub>l</sub>) Earthquake, Western Greece, *PAGEOPH*, **1996**, 147, 83-98.
- Tselentis, G.-A. & J. Zahradnik, The Athens earthquake of September 7, 1999, *Seism. Res. Lett.*, **2000**, 71, 330-337.
- Ulaby, F.T. & R.K. Moore, Microwave Remote Sensing: active and passive, *Norwood Artech House*, **1986**.
- Van Gorp, S., Rapport de stage de DEA, IPGP, 2003.
- Veis, G., H. Billiris, B. Nakos and D. Paradissis, Tectonic strain in Greece from geodetic measurements, *Proceed. Athens Acad.*, **1992**, 67, 129-166.
- Vitafinzi, C. and G.C.P. King, The Seismicity, Geomorphology and Structural Evolution of the Corinth Area of Greece. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, **1985**. 314(1530), 379-407.
- Vitafinzi, C., Evaluating late Quaternary uplift in Greece and Cyprus, in Prichard, H.M., et al. Eds, *Magmatic processes and plate tectonics: Geological Society (London) Special Publication*, **1993**, 76, 417-424.
- Ward, S.N., On the consistency of earthquake moment release and space geodetic strain rates: Europe, *Geophys. J. Int.*, **1998**, 135, 1011-1018.
- Wernicke, B., Low angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen, *Nature*, **1981**, 291, 645-648.
- Wu, Y., Smoothed speckle synthetic aperture radar images by using maximum homogeneous filters, *Optical Engineering*, **1992**, 33, 5, 1153-1161.
- Yunck, T.P., Coping with the atmosphere and ionosphere in precise satellite and ground positioning, *Environmental Effects on Spacecraft Positioning and Trajectories*, Ed. A Vallance Jones, **1993**,
- Zebker, H.A., P. Rosen and S. Hensley, Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps, *Journ. Of Geophys. Res.*, **1997**, 102, B4, 7547-7563.