



**HAL**  
open science

**Mesure de déformations du sol de volcans et zones sismiques. Exemples de développement et de mise en œuvre d'outils de mesure. Interactions mesure-modélisation.**

Pierre Briole

► **To cite this version:**

Pierre Briole. Mesure de déformations du sol de volcans et zones sismiques. Exemples de développement et de mise en œuvre d'outils de mesure. Interactions mesure-modélisation.. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie (UPMC Paris 6), 1990. Français. NNT: . tel-01483116

**HAL Id: tel-01483116**

**<https://hal.science/tel-01483116v1>**

Submitted on 4 Mar 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.

**THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PARIS 6**

**Spécialité :**

**Sciences de la Terre**

**présentée**

**par Pierre BRIOLE**

**pour obtenir le titre de DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PARIS 6.**

**Sujet de la thèse :**

**Mesure de déformations du sol de volcans et zones sismiques.  
Exemples de développement et de mise en oeuvre d'outils de mesure.  
Interaction mesure - modélisation.**

**Soutenue le 27 Avril 1990, devant le jury composé de :**

**M. LE MOUEL Jean-Louis, Président  
M. CARISTAN Yves, Rapporteur  
M. GAULON Roland, Rapporteur  
M. KASSER Micher, Examineur  
M. RUEGG Jean-Claude, Examineur  
Mme SOURIAU Annie, Examineur  
M. TREUIL Michel, Examineur**

# SOMMAIRE

## RESUME

## AVANT PROPOS

## INTRODUCTION GENERALE

## I : LES METHODES DE MESURE ET LEURS APPLICATIONS

### 1. DETECTION DE MOUVEMENTS VERTICAUX

- 1.1. Le nivellement
- 1.2. Remesure de réseaux de nivellement existants
  - 1.2.1. *Référence et stabilité des repères*
  - 1.2.2. *Précision des données de nivellement*
- 1.3. Installation d'un réseau de nivellement de haute précision
- 1.4. Nivellement trigonométrique
- 1.5. Croix de nivellement
- 1.6. Utilisation d'inclinomètres
- 1.7. Mesure de niveau d'eau
  - 1.7.1. *Les appareils de mesure de niveau d'eau*
  - 1.7.2. *Les variations du niveau des mers*
- 1.8. La gravimétrie associée aux mesures de mouvements verticaux

### 2. DETECTION DE MOUVEMENTS HORIZONTAUX

- 2.1. Introduction
- 2.2. Remesure de réseaux existants
- 2.3. Triangulation
- 2.4. Trilatération
- 2.5. Extensométrie

### 3. MESURES TRIDIMENSIONNELLES

- 3.1. Les mesures tridimensionnelles locales
- 3.2. La photogrammétrie - méthode aéroportée
- 3.3. Les méthodes spatiales
  - 3.3.1. *Les méthodes radar*
    - 3.3.1.1. L'altimétrie radar

- 3.3.1.2. L'interférométrie radar (ou photogrammétrie spatiale)
- 3.3.2. *Les méthodes optiques*
  - 3.3.2.1. La mesure de distance Terre-satellite
  - 3.3.2.2. SLR
  - 3.3.2.3. GLRS-SAGESSE
- 3.3.3. *Le radio-positionnement*
  - 3.3.3.1. GPS
  - 3.3.3.2. DORIS
- 3.3.4 *L'imagerie*

## **II : MESURE DE MOUVEMENTS VERTICAUX, L'INCLINOMETRIE EXEMPLE D'UN RESEAU INSTALLE A L'ETNA EN 1986-87**

1. LES INCLINOMETRES
2. LA REPRESENTATIVITE DE LA MESURE
  - 2.1. Le site
  - 2.2. Critère de cohérence entre signaux inclinométriques
3. LE SYSTEME UTILISE A L'IPG
  - 3.1. Caractéristiques de l'inclinomètre compact
  - 3.2. L'acquisition des données
    - 3.3.1. *Stations autonomes*
    - 3.3.2. *Stations télétransmises*
4. TRANSFERT ET TRAITEMENT DES DONNEES
5. UTILISATION D'INCLINOMETRES EN ZONES SISMIQUES OU SUR LES VOLCANS
  - 5.1. Présentation du réseau de l'Etna
  - 5.2. Résultat après trois ans de fonctionnement
    - 5.2.1. *Influence des paramètres météorologiques*
    - 5.2.2. *Dérive à long terme des appareils*
    - 5.2.3. *Inclinaisons associées à l'éruption de 1989*

## **III : MESURE DE MOUVEMENTS HORIZONTAUX, LE GEORAN INSTRUMENT DE MESURE DE DISTANCE A DEUX LASERS**

1. THEORIE DES APPAREILS A DEUX COULEURS
  - 1.1. Mesure de la longueur d'onde dans un milieu matériel

- 
- 1.2. Indice de réfraction de l'air
    - 1.2.1. *Définition*
    - 1.2.2. *Mesure de l'indice et erreurs*
  - 2. DESCRIPTION DU GEORAN
    - 2.1. Les lasers
    - 2.2. Le système de modulation
    - 2.3. L'optique
      - 2.3.1. *L'optique pour les rayons incidents du laser au modulateur*
      - 2.3.2. *Le télescope*
      - 2.3.3. *L'optique pour les rayon réfléchis du modulateur au photomultiplicateur*
      - 2.3.4. *Filtres interférentiels et photomultiplicateur*
    - 2.4. Les circuits électroniques
  - 3. LA MESURE DE DISTANCE
    - 3.1. Principe
    - 3.2. Condition de fixation du nombre entier de longueurs d'onde
    - 3.3. Précision une fois l'entier trouvé
  - 4. LA COMMANDE PAR ORDINATEUR
  - 5. ERREURS FIXES ET CONSTANTE D'APPAREIL
  - 6. PREMIERS RESULTATS DE MESURES

## **INTERMEDE : QUELQUES REMARQUES SUPPLEMENTAIRES SUR LES METHODES TRIDIMENSIONNELLES**

- 1. COMPENSATION DE DONNEES TRIDIMENSIONNELLES
- 2. PRECISION DES MESURES TRIDIMENSIONNELLES DANS UN REPERE LOCAL
  - 2.1. Réseaux de quelques kilomètres
  - 2.2. Microgéodésie
  - 2.3. Failles
- 3. ANALYSE ET OPTIMISATION DE RESEAUX

## **IV : LE POSITIONNEMENT GLOBAL PAR SATELLITES**

- 1. DESCRIPTION DU SYSTEME
  - 1.1. Le segment spatial
  - 1.2. Le segment de contrôle

- 
- 1.3. Le segment utilisateur
  - 2. STRUCTURE DU SIGNAL
  - 3. PRINCIPE DU TRAITEMENT DES DONNEES
    - 3.1. Equations d'observation
    - 3.3. Calcul des coordonnées approchées et de la dérive d'horloge des récepteurs
    - 3.3. Calcul des coordonnées relatives précise (traitement des phases)
  - 4. LES ELEMENTS CORRECTIFS DU MODELE DE PROPAGATION
    - 4.1. Estimation du délai ionosphérique
    - 4.2. Estimation du délai troposphérique
      - 4.2.1. *Mesure et variabilité des paramètres météorologiques*
      - 4.2.2. *Etude paramétrique de la modélisation de la troposphère*
      - 4.2.3. *Etude expérimentale de l'allongement troposphérique*
        - 4.2.3.1. Formules de calcul et variabilité de l'indice de réfraction de l'air
        - 4.2.3.2. Modèle différentiel d'allongement troposphérique
    - 4.3. Précision sur la connaissance des orbites
    - 4.4. Autres problèmes dans les mesures GPS
      - 4.4.1. *Les multitrajets*
      - 4.4.2. *Les sauts de cycle*
  - 5. MODES OPERATOIRES POUR LES MESURES GPS
    - 5.1. Mesures GPS en mode statique
    - 5.2. Mesures GPS en mode cinématique de précision
      - 5.2.1. *Traitement des données cinématiques*
      - 5.2.2. *Résultats d'essais de mesures de GPS cinématique*
      - 5.2.3. *GPS en mode cinématique sur un réseau de répétition*
  - 6. ESSAIS DE CALIBRATION ABSOLUE - ESSAIS DE REPETABILITE
  - 8. MIXAGE DE DONNEES DE PLUSIEURS RECEPTEURS
- V : EXEMPLES DE MODELISATION DE DEFORMATIONS**
- 1. MODELES DE DEFORMATIONS SISMIQUES
  - 2. LE SEISME D'IRPINIA (1980) : UTILISATION DE DONNEES GEODESIQUES POUR CONTRAINDRE LA LOCALISATION DE FAILLES SISMIQUES
    - 2.1. Le séisme du 23 Novembre 1980
    - 2.2. La faille principale : y a-t-il eu mouvement du tronçon central ?
    - 2.3. La faille associée au choc à 20 secondes : quel pendage ?

- 
- 2.4. La faille associée au choc à 40 secondes : quelle orientation ?
  - 2.5. Conclusions
  - 3. MODELES DE DEFORMATIONS DE VOLCANS
    - 3.1. Modèles d'évènements simples
    - 3.2. Modèles de grands mouvements
    - 3.3. Modèles de mouvements à long terme
  - 4. L'ERUPTION DE 1983-84 AU PITON DE LA FOURNAISE, REUNION : QUANTIFICATION DU PROCESSUS DE MISE EN PLACE D'UNE INTRUSION
    - 4.1. L'éruption de 1983-84 et les premiers modèles
    - 4.2. Informations obtenues par inversion de données de photogrammétrie
    - 4.3. Synthèse et quantification
      - 4.3.1. *Volume*
      - 4.3.2. *Temps*
        - 4.3.2.1. Premières heures
        - 4.3.2.2. Premiers jours
      - 4.3.3. *Conclusion*
  - 5. L'ERUPTION DE SEPTEMBRE 1989 A L'ETNA : CONSIDERATIONS SUR LA PROPAGATION DES FRACTURES ET SUR LA TAILLE DU RESERVOIR
    - 5.1. L'éruption de Septembre-Octobre 1989 à l'Etna
    - 5.2. Comment identifier le réservoir qui s'est vidé ?
      - 5.2.1. *Par les déformations prééruptives*
      - 5.2.2. *Par l'interprétation quantitative des fontaines de lave observées*
    - 5.3. Indications quantitatives sur la propagation des dikes
  - 6. QUESTIONS OUVERTES POUR UNE ETUDE COMPAREE DES FONCTIONNEMENTS DE L'ETNA ET DU PITON DE LA FOURNAISE
    - 6.1. Instabilité de flancs : Comportement à long terme des Grandes Pentes au Piton de la Fournaise, Vallée del Bove à l'Etna
    - 6.2. Les cycles d'alimentation
    - 6.3. Cinématique de la propagation des dikes

## CONCLUSION GENERALE

## ANNEXES

---

A.1. : *Measurements of ground movements on Mount Etna, Sicily : A systematic plan to record different temporal and spatial components of ground movement associated with active volcanism.* P. Briole, R. Gaulon, G. Nunnari, G. Puglisi and J.C. Ruegg. Actes du workshop de Capri, 1988.

A.2. : *Inclinometric measurements on Mount Etna, Italy. Method and first results.* P. Briole, P.A. Blum, G. Nunnari and G. Puglisi. En préparation, J.Volcanol. Geotherm. Res.

A.3. : *GPS for the study of crustal deformations : methodology and projects.* P. Briole and J.C. Ruegg. Actes du workshop de Luxembourg, 1989.

A.4. : *Le séisme d'Irpinia (Italie) de 1980. Etude et interprétation des données géodésiques.*

A.5. : *L'éruption de Septembre-Octobre 1989 à l'ETNA (Italie). Quelques informations quantitatives fournies par la géodésie et l'inclinométrie.* P. Briole, G. Nunnari, G. Puglisi et J.B. Murray. Soumis au C. R. Acad. Sci. Paris.

A.6. : *Mouvements du sol holocènes dans le Rift d'Asal à Djibouti.* J.C. Ruegg, F. Gasse et P. Briole. Soumis au C. R. Acad. sci. Paris.

## INTRODUCTION GENERALE

Les différentes études regroupées dans cette thèse ont toutes pour horizon commun la déformation du sol. Pourtant ces études sont très différentes. Les questions abordées, parfois trop sommairement, vont des préoccupations strictement instrumentales aux problèmes méthodologiques, de la modélisation des erreurs de mesure à l'amélioration de la géométrie des réseaux, et enfin à la modélisation géophysique proprement dite des déformations. A quelques exceptions près, ni la chronologie de mes différentes études ni la spécificité des thèmes abordés n'ont fait l'objet d'un choix préalable planifié; l'ensemble s'est plutôt précisé au cours du temps, en fonction de nouveaux résultats, nouvelles technologies, nouvelles nécessités collectives, nouvelles idées. Les études abordées dans cette thèse peuvent être classées de trois manières : par grand thème d'études géophysiques (*fig. 1*), par nature de l'instrumentation utilisée (*fig. 2*), par lieu d'investigation (*fig. 3*). Pour chaque type de classement, les objets sont rangés dans un tableau suivant une dimension et un temps caractéristique. Les trois tableaux sont ainsi superposables et mettent en relation dans le domaine espace-temps (pour le cas particulier des études ici exposées) les grands concepts, les méthodes et les lieux d'application. La dispersion des thèmes abordés dans cette thèse pourra étonner le lecteur. Pour moi elle constitue une ébauche dans une tentative plus vaste visant à la connaissance de la chaîne complète conduisant des appareils de mesure aux modèles géophysiques puis dans l'autre sens aux implications des modèles quant au choix des futures instrumentations et méthodologies d'observation. Une brève chronologie permettra de reconstituer les étapes de ces études et de présenter les objectifs spécifiques recherchés dans chacune d'entre elles.

Mon stage de D.E.A., dirigé par Roland Gaulon, au sein du Laboratoire de Sismologie de l'Institut de Physique du Globe de Paris, fut consacré à la modélisation des mouvements verticaux (données de nivellement) associés au séisme du Frioul de 1976. Je pris contact de cette façon avec la question de l'utilisation des données géodésiques pour la compréhension de la rupture sismique.

Au cours de mon service national, affecté par la Délégation aux Risques Majeurs comme VSNA à l'Institut de Volcanologie de Catania, je fus chargé de la maintenance des diverses instrumentations de mesure en continu mises en place sur l'Etna dans le cadre du PIRPSEV. Je m'intéressai donc à tous les aspects pratiques d'acquisition et

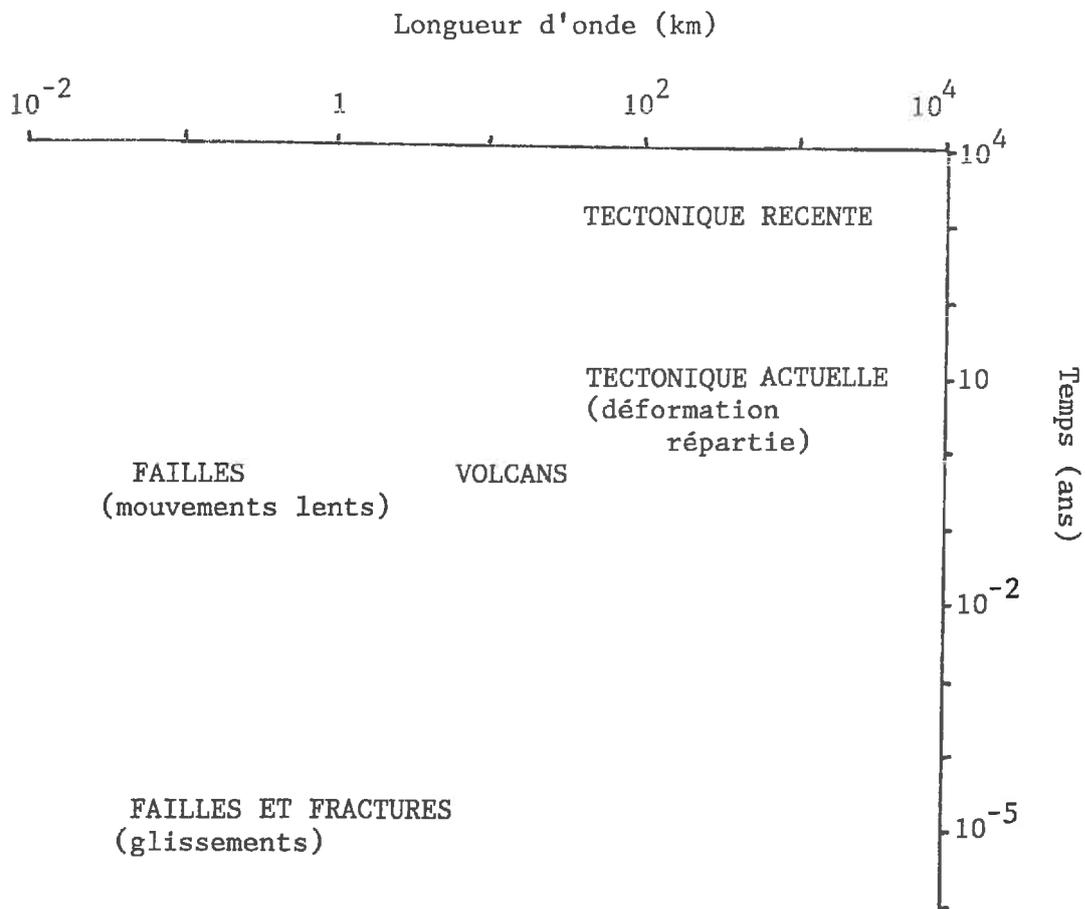


Fig. 1

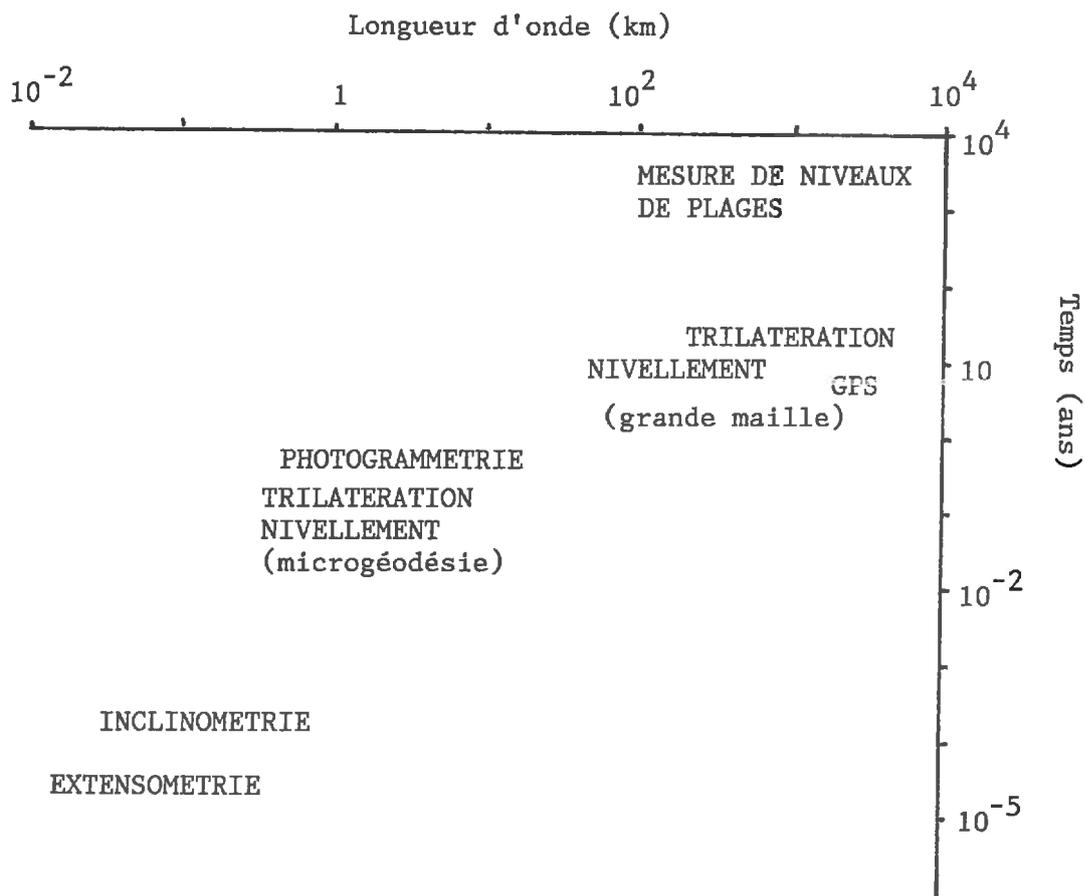


Fig. 2

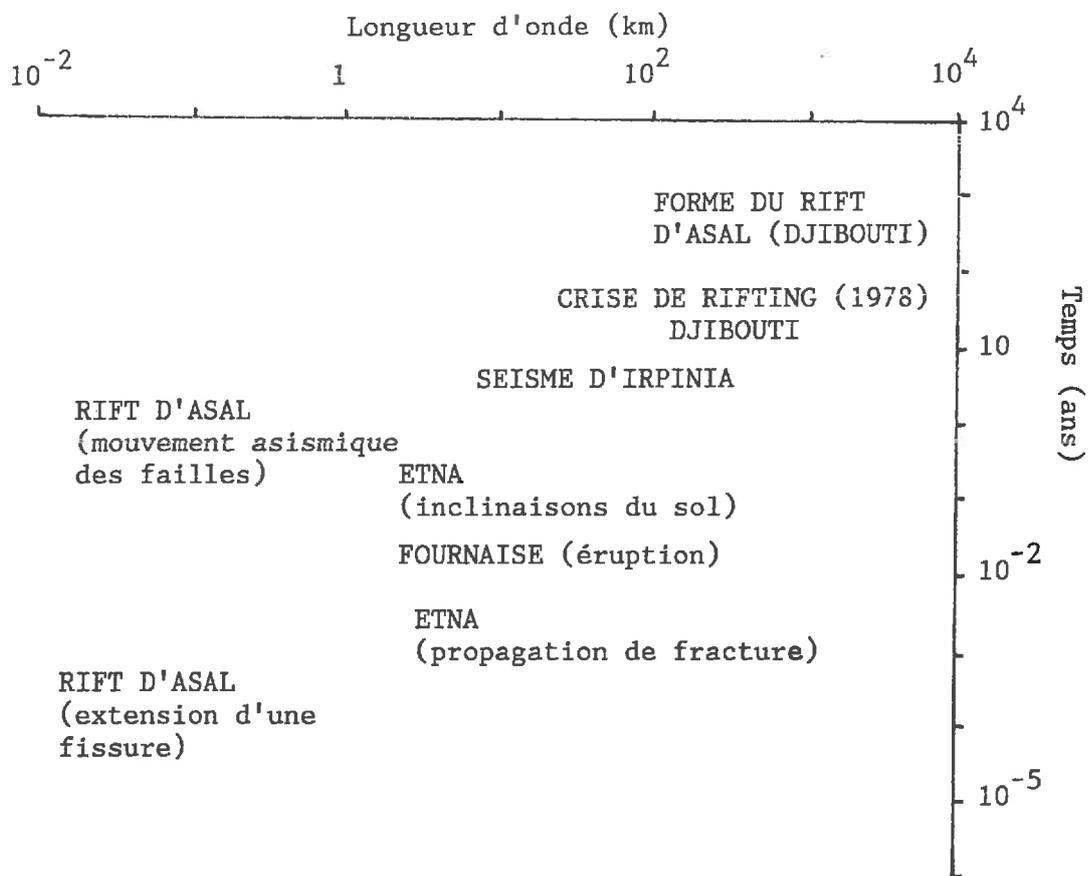


Fig.3

---

transmission d'information sur un volcan actif. En particulier, avec l'aide de Pierre Antoine Blum, je m'efforçai de faire fonctionner deux puis trois stations inclinométriques installées à des distances variées du sommet. Nous observâmes des mouvements associés aux débuts des éruptions et aux crises sismiques, et ceci même dans le site le plus éloignée du sommet (16km), il s'agissait d'ailleurs du même site qui avait servi dans les années 1960 à des expériences analogues menées par l'Observatoire Royal de Belgique.

A mon retour à Paris, encouragé par les premiers résultats de l'Etna, je commençai ma thèse en poursuivant l'étude des déformations de l'Etna, en particulier par la mesure en continu des inclinaisons du sol. Du point de vue expérimental, les conditions étaient favorables puisque P. A. Blum venait de mettre au point un nouveau modèle d'inclinomètre compact et qu'au Piton de la Fournaise l'installation d'un réseau d'inclinomètre était également en cours et rencontrait à peu près les mêmes problèmes expérimentaux. Du point de vue théorique ce travail répondait aux suggestions faites alors en particulier par Anne Paul dans les conclusions de sa thèse consacrées à la modélisation des déformations du mont St Helens. Environ six mois furent nécessaires pour identifier les sites, installer et rendre opérationnel un réseau de neuf stations inclinométriques mis en place dans des grottes de lave de l'Etna. Je développai des logiciels d'acquisition, de transfert et de manipulation des données. En particulier, une partie des données était transmise directement au CIRCE grâce au système ARGOS, après prétraitement des données au Centre de Recherches Géophysiques de Garchy, et pouvait être consultée directement au laboratoire avec un délai inférieur à un jour. La description de cette expérience d'inclinométrie à l'Etna fait l'objet du **chapitre 2**, de l'**annexe 2** et en partie de l'**annexe 1**.

Au cours de l'été 1987, je me consacrai de nouveau à la question de la modélisation des déplacements du sol lors de séisme. En effet, Pascal Bernard et Aldo Zollo travaillaient alors à la synthèse des données disponibles sur le séisme d'Irpinia de 1980. Je m'efforçai donc de travailler en même temps qu'eux sur la modélisation des données de nivellement disponibles, à la recherche d'un modèle compatible avec leurs résultats (et si possible pouvant leur apporter de l'information). Je profitai de l'occasion pour développer de nouveaux logiciels d'inversion de données géodésiques plus performants que ceux que j'avais utilisés pour le Frioul quelques années auparavant. Cette analyse pluri-disciplinaire du séisme d'Irpinia me permit de comprendre à quel point les rai-

---

sonnements dans chaque discipline (sismologie, tectonique, géodésie) étaient corrélés et interdépendants. Les résultats de modélisation des déformations sont résumés dans une partie du **chapitre 5** et détaillés dans l'**annexe 4**. Au cours de ces tentatives de modélisation, je pris conscience du problème crucial de la géométrie des réseaux et des limitations importantes dans la modélisation dues au manque de mesure de distances (en effet, les réseaux nationaux mesurés jusqu'alors par trilatération ne permettant pas une précision meilleure que le mètre étaient inutilisables pour la modélisation). Je constatai également que les profils de nivellement étaient souvent mal placés par rapport aux phénomènes à analyser tout simplement parce que les routes longent tout naturellement les structures mais les traversent rarement. Cette observation amenait à une réflexion sur l'utilisation future d'autres techniques de nivellement mieux adaptées à la mesure du mouvement d'une faille (encore faut-il que l'on ait une idée à peu près précise de l'emplacement des failles susceptible de jouer !).

C'est à partir de la campagne GPS à Djibouti en 1987, à laquelle m'avait invité Jean Claude Ruegg, que je commençai à me consacrer à la fois à la géodésie classique et à la géodésie spatiale. En particulier c'est alors que nous décidâmes de densifier l'action entreprise sur l'Etna. Durant l'automne 1987, nous installâmes des réseaux de microgéodésie au dessus des stations d'inclinométrie afin de se munir d'un moyen de contrôle indépendant des signaux des inclinomètres. En Mai 1988, nous continuâmes cette action en réalisant une première campagne de mesures GPS qui unifiait tous les réseaux géodésiques disparates alors existant sur la massif. Les premiers résultats de cette campagne sont résumés dans l'**annexe 5**. Depuis, durant l'année 1989, des collègues anglais et italiens ont effectué deux nouvelles campagnes de mesure GPS sur les mêmes points.

A partir de l'été 1988, je travaillai également à l'écriture de logiciels de traitement pour les mesures GPS obtenues à l'Etna. En effet, nous n'avions alors à notre disposition pour calculer nos bases GPS que les programmes (totalement insuffisants) fournis par la SERCEL (fournisseur des récepteurs) ou les programmes de traitement de données de l'IGN avec lesquels un ingénieur stagiaire, Jean Philippe Picon, était en train de traiter les données de la campagne de Djibouti. Le développement de nos propres programmes, fut considérablement facilité par le fait que Bruno Coulon en thèse au C.E.A. et Loïc Daniel de l'IGN avaient déjà largement ouvert la voie dans ce domaine. L'écriture d'un logiciel nous rendait indépendants en matière de traitement des don-

nées GPS (déjà acquises et à venir). d'autre part, cette écriture était pour moi un moyen efficace pour comprendre dans le détail ce qu'étaient des mesures GPS et comment il fallait s'en servir. J.P. Picon, puis moi-même, reprîmes ainsi partiellement avec ce logiciel le calcul des mesures GPS de Djibouti. En ce qui me concerne, je me limitai à la partie centrale dans laquelle nous disposions en plus de mesures directes de distance permettant souvent de recalculer les données GPS. De cette première campagne à Djibouti nous retenons aujourd'hui que nous avons en général stationné des bases trop longues pour des récepteurs monofréquence et que d'autre part nous avons une trop faible redondance dans les mesures. De plus une erreur dans le programme d'acquisition avait empêché de fixer les ambiguïtés de phase et limitait considérablement la précision.

En Octobre 1989, une éruption de l'Etna, la première depuis l'installation du réseau d'inclinométrie, fournit des premiers résultats quantitatifs sur plusieurs points. Nous observâmes que des inclinaisons du sol avaient précédé de six mois l'éruption (ce résultat était en particulier visible dans une station située sur le versant Sud-Est du volcan et confirmé quantitativement par une station de l'Institut International de Volcanologie proche). D'autre part, les manifestations observées au cours de cette éruption avaient consisté en d'impressionnantes fontaines de lave, phénomène relativement inhabituels pour l'Etna. Ces phénomènes, similaires à ceux décrits et modélisés par Sylvie Vergnolle et Claude Jaupart, pouvaient donner des indications pour une tentative de quantification de taille de réservoir, ces indications pouvant à leur tour être comparées avec les cubages déduits des inclinaisons prééruptives. Enfin il était possible de commencer une quantification en temps et espace du phénomène de propagation de fracture également observé au cours de cette éruption. Cette voie était d'autant plus intéressante qu'un bon nombre d'observations du même type commençait à être disponibles au Piton de la Fournaise. Ces observations et travaux sont décrits dans le **chapitre 5** et dans l'**annexe 6**. Une de nos premières conclusions à l'issue de la modélisation des mesures à travers la fracture fut que le magma pouvait descendre à partir du sommet du conduit central dans des canalisations extrêmement superficielles (quelques centaines de mètres) Les recherches visant à connaître l'enracinement des fractures à l'Etna sont très importantes actuellement pour valider ou non les déclarations alarmistes faites par certains groupes quant à l'instabilité du flanc de la Vallée del Bove.

A partir d'Octobre 1989, je repris le développement des programmes de traitement de données GPS. La première direction d'études était la recherche des moyens permettant une meilleure modélisation des effets troposphériques. Pour cela une campagne de 10 jours organisée dans les Pyrénées début Octobre 1989 permit de tester à la fois des modèles différents de troposphère et aussi des façons différentes d'obtenir l'information sur la troposphère. En particulier nous nous aperçûmes que l'utilisation dans les modèles des données de modèles fournies par le Météorologie Nationale remplaçait avantageusement les modèles basés sur des mesures au sol. Ce résultat, valable pour la France (modèle PERIDOT à mailles de 30x30km et 20 couches) étant probablement généralisable à l'Europe, s'il est confirmé par d'autres essais, permettra de se dispenser (ou au moins de simplifier) la mesure sur le terrain des paramètres météo. Les essais des Pyrénées furent également une occasion pour améliorer encore la rapidité et la modularité des logiciels en particulier par le développement de routines de prétraitement de la troposphère et des orbites. La répétabilité sur 10 jours de la base Pic du Midi de Bigorre-Lannemezan (30km) nous réserva une bonne surprise : 1.3 cm d'écart type, soit 0.35ppm c'est à dire nettement mieux que le ppm admis classiquement pour des mesures en GPS monofréquence. Ce résultat indiquait que des mesures de GPS monofréquence effectuées dans de bonnes conditions expérimentales, de nuit et avec une redondance suffisante pourrait offrir une précision bien suffisante pouvant permettre si nécessaire de se dispenser de mesures bifréquence sur de petits réseaux, probablement jusqu'à une cinquantaine de km (à condition d'arriver à fixer les ambiguïtés de cycles). Ces travaux dans le domaine du GPS sont décrits au chapitre 4 et dans l'annexe 3.

Depuis d'été 1989, j'avais également commencé à travailler à l'IGN sur la mise en oeuvre d'un instrument de mesure de distance à deux lasers, le GEORAN, susceptible de procurer une erreur proportionnelle de  $10^{-7}$  avec une erreur fixe pratiquement nulle. Le développement à l'heure actuelle de ce genre d'instrumentation n'est nullement absurde face au développement des méthodes spatiales en ce qui concerne les petits réseaux jusqu'à une vingtaine de km où il est probable que cette technique restera bien aussi précise que les techniques de positionnement (bien sur on n'a alors que la mesure de distance et non une détermination tridimensionnelle comme avec GPS). En effet, à l'heure actuelle, il est généralement admis que l'erreur fixe des mesures GPS est de quelques mm (en particulier pour des raisons d'identification du centre de phase de l'antenne).

La possibilité permise par GPS que les stations ne soient pas visibles réciproquement ouvrait tout naturellement une voie d'investigation : celle de l'optimisation de la géométrie des réseaux pour mettre en évidence ou au contraire rejeter un modèle géophysique de déformation donné. Il est facile de comprendre que les personnes qui installèrent les premiers réseaux géodésiques de surveillance comme à Djibouti (1973) ou au Piton de la Fournaise (1980) étaient tellement victimes des problèmes d'accès et d'intervisibilité qu'ils ne s'étaient pas préoccupés de cette question d'optimisation. Cependant, l'expérience a montré depuis que ces géométries constituées avec du simple bon sens étaient largement suffisantes. Encore fallait-il mesurer un nombre suffisant de côtés et de côtés bien choisis lors de chaque campagne. Un exemple de calcul de matrice de covariance illustre le chapitre intitulé *intermédiaire*, où l'on voit que le réseau de Djibouti est correctement dessiné et mesuré pour mettre en évidence le mouvement d'extension, mais qu'il "vibre" beaucoup dans le sens transversal.

Récemment, lors du séjour de Ross Stein à l'IPG, je cherchai à acquérir une compréhension unifiée des mouvements et de la topographie du rift d'Asal. Cette étude incluait l'analyse des mouvements "instantanés" (crise de 1978 et les mouvements mesurés chaque année depuis), des mouvements à l'échelle de 6000 ans que nous avons quantifiés lors de nos séjours sur le terrain en 1988 et 1989 par une mesure précise des niveaux de plage holocène déformés du lac Asal et enfin des mouvements à l'échelle de la topographie même du rift. Le résultat qui nous étonna le plus en extrapolant vers le passé les vitesses de subsidence observées depuis l'holocène (70m en 6000 ans) est qu'on aboutissait à la conclusion que les falaises constituant le fossé central n'existaient pas il y a à peine 25000 ans. Il s'agit là d'une époque extrêmement récente au cours de laquelle l'extension totale ne dépasse pas 500m (à 2cm/an), alors que la région déformée est large d'une dizaine de km. Le phénomène de subsidence actuel serait donc un phénomène extrêmement récent et peu corrélé avec le phénomène d'extension.

La présentation d'ensemble de cette thèse est ici terminée. Le **chapitre 1** contient assez peu de résultats personnels mais constitue un inventaire sur les techniques, dans lequel j'ai cherché à insister sur celles qui me paraissent sous-employées aujourd'hui en géophysique comme par exemple la mesure de niveaux de plages ou de lacs fossiles (moyen d'obtenir de l'information sur la déformation à l'échelle 1000ans - un million d'années) ou les mesures d'extensométrie (fournissant de l'information instantanée).

## CHAPITRE 1

### LES METHODES DE MESURE ET LEURS APPLICATIONS

#### INTRODUCTION

Pour toutes informations sur l'historique des méthodes, le lecteur se référera à l'ouvrage de Levallois (1989). La précision des mesures classiques de nivellement est d'ordinaire bien meilleure que celle des mesures d'angles ou de distances et comme nous allons le voir dans la suite, les ordres de grandeur caractérisant la résolution de ces méthodes sont souvent de l'ordre de  $10^{-7}$  en vertical et  $10^{-8}$  en horizontal.

#### 1) DETECTION DE MOUVEMENTS VERTICAUX

##### 1.1) Le nivellement

Le nivellement est une méthode de mesure connue depuis l'antiquité. Son développement précoce résulte de la nécessité constante de bâtir et d'acheminer de l'eau d'un point à un autre. Les aqueducs romains, par exemple, ont manifestement nécessité la mise en oeuvre de méthodes précises de nivellement. La précision requise pour ce type de nivellement était de l'ordre de  $10^{-5}$ , permettant typiquement la réalisation de différences d'altitude de 10 cm par km avec une précision de 10 %. Le nivellement de précision débute quant à lui au XVII<sup>e</sup> siècle avec l'abbé Picard. En fait, comme nous le verrons, la précision des mesures verticales a toujours été meilleure que celle des mesures horizontales, ceci en raison de l'extrême facilité qu'il y a à détecter la position de la verticale comparé avec l'impossibilité de trouver une référence horizontale, et encore actuellement, une différence importante existe entre la précision ultime d'un nivellement ( $0.1 \text{ mm}/\sqrt{\text{km}}$ ) et celle d'un réseau horizontal ( $1 \text{ mm}/\sqrt{\text{km}}$ ). D'autre part, pour des mesures de nivellement destinées à être comparées entre elles, il faut connaître la verticale locale par des mesures astrogéodésiques ou des mesures gravimétriques, définissant un Géoïde local. C'est pourquoi les mesures gravimétriques doivent être prises en compte pour la géodésie, mais la quantité de données nécessaires et la précision requise (le milligal) ne posent aucune difficulté. En particulier, dans le cas

des nouvelles méthodes spatiales (GPS par exemple) la comparaison avec l'altimétrie classique nécessite la connaissance du Géoïde.

## 1.2) Remesure de réseaux de nivellement existants

De nombreux pays disposent d'un réseau national de nivellement de haute précision utilisé notamment pour la construction d'ouvrages hydrauliques et la distribution d'eau. Ces réseaux sont très coûteux à maintenir. En France, par exemple, l'I.G.N. emploie annuellement 300 personnes.mois en travaux de terrain (Kasser, 1988). La durée de vie de tels réseaux est de l'ordre de trente à cinquante ans (Vignal, 1955) et par conséquent des remesures complètes doivent être faites dans cet intervalle de temps. La méthode employée est le nivellement direct de précision à un niveau de précision de 1 à 2 mm/ $\sqrt{\text{km}}$ . De tels réseaux sont intéressants pour connaître l'évolution d'une région durant les dernières décennies parce qu'il suffit théoriquement de remesurer des lignes de nivellement existantes et de comparer les résultats aux anciennes altitudes publiées. Cependant plusieurs problèmes peuvent se poser :

### 1.2.1) Référence et stabilité des repères

Il n'existe pas de référence absolue pour comparer des données de nivellement et les seules données physiques comparables sont les différences de dénivellée entre les repères. Donc, pour comparer deux jeux de données, l'on doit supposer qu'un certain point est stable pour les deux époques. Naturellement, une telle hypothèse n'est vraisemblable que si les lignes de nivellement remesurées s'étendent en dehors de la zone supposée déformée, et doit toujours être vérifiée *a posteriori*. Les repères sont en général situés le long de routes sur des ouvrages d'art ou maisons. Comme on ne peut pas être certain de la stabilité d'un repère donné, on n'adoptera un point comme référence locale que si la dénivellée entre ce point et plusieurs points voisins n'a pas changé. La précision sur la détermination des variations d'altitude entre deux époques est donnée par la combinaison des erreurs de mesure, sensiblement proportionnelles à la racine carrée de la distance (*fig. 1*). La stabilité dans le temps des repères géodésiques pose souvent des problèmes pour l'interprétation des données surtout lorsque les mouvements sont faibles ou lorsqu'il y a peu de points significatifs. Ce problème a été rencontré lors des différentes proposition de modélisation du séisme d'Irpinia de 1980

(chapitre 5). En effet, dans ce cas le mouvement vers le bas de nombreux repères a d'abord été interprété comme le témoignage de la proximité d'une des failles ayant fonctionné lors du séisme (il se serait alors agit d'une faille d'orientation N-S) avant d'être interprété comme un phénomène tout à fait local lié au fait que les repères de nivellement situés souvent sur des ponts ont été victimes de glissements de terrain locaux. Un autre exemple est cité par Pagarete (1990) qui fait état de différences importantes dans des mouvements du sol observés au Portugal, déduits de deux campagnes successives de nivellement, en fonction de la nature du terrain sous les repère.

### 1.2.2) Précision des données de nivellement

Il est souvent difficile de connaître la qualité d'anciennes observations. Celle-ci dépend de l'instrumentation utilisée, du mode opératoire et de l'expérience des opérateurs. On décrit en général les erreurs en nivellement de haute précision par une distribution gaussienne additionnée de petites erreurs systématiques extrêmement difficiles à évaluer et qui sont la somme de nombreux effets (inclinaison thermique du trépied, réfraction, ombres sur la mire, mouvements verticaux de la mire durant les observations, ...). La figure 1 montre l'évolution des différents termes d'erreurs en fonction de la distance entre deux repères. La qualité des observations est contrôlée par la valeur de la dénivellée totale sur une boucle fermée (qui devrait être nulle après corrections géopotentielles), et l'écart à zéro est redistribué. En fait, cette méthode n'élimine qu'une partie des erreurs systématiques, celles liées à la direction de progression de l'équipe sur la ligne. Les autres erreurs systématiques, comme celles liées à la réfraction, demeurent un problème en nivellement de haute précision. Un exemple typique de précision obtenue en nivellement dans des conditions peu favorables est celui du nivellement installé par l'IGN en 1973 à travers le Rift d'Asal. La méthode utilisée (classique) consistait en deux cheminements indépendants identiques (un "aller" et un "retour"), chaque cheminement étant lui-même double et chaque mesure constituée de deux lectures par mire. Les erreurs estimées pour ce nivellement sont de  $0.7 \text{ mm}/\sqrt{\text{km}}$ . Pour établir une comparaison avec le nivellement de précision en France, on peut citer la précision obtenue sur la traverse Marseille-Dunkerque (Kasser, 1989) mesurée au sein du réseau national au début du siècle ( $1.7 \text{ mm}/\sqrt{\text{km}}$ ) puis entre 1962 et 1969 ( $1.3 \text{ mm}/\sqrt{\text{km}}$ ). Cette précision a depuis été considérablement améliorée par l'utilisation du nivellement motorisé. Ce type de nivellement nécessite 2 porte-mire et

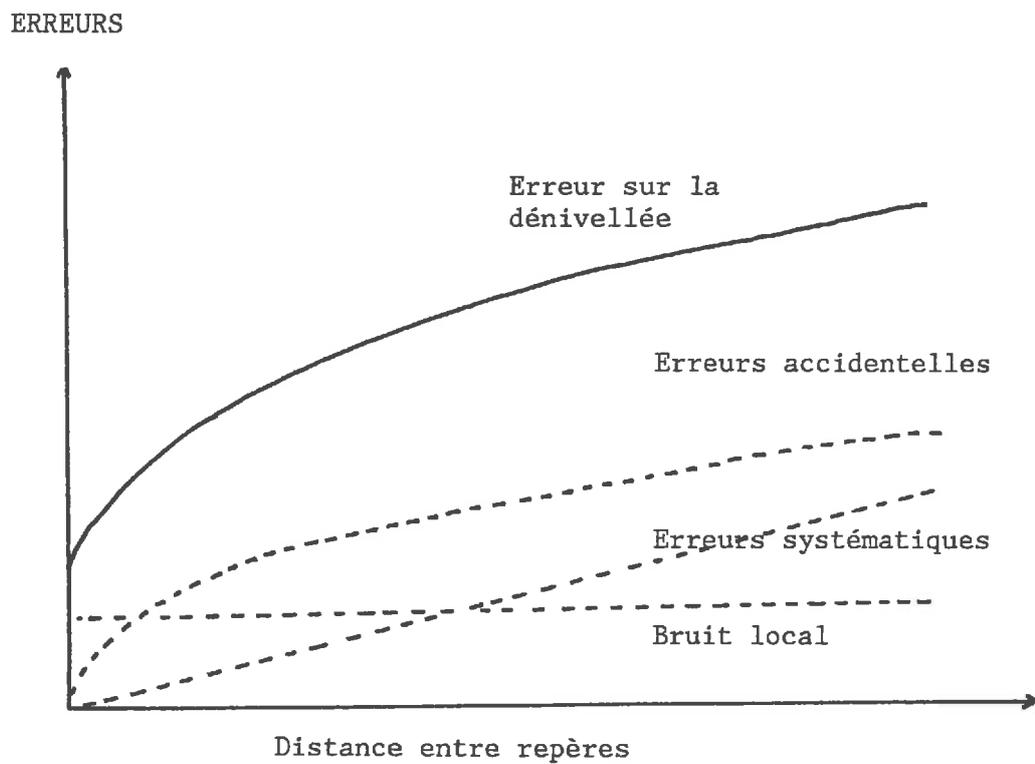


Figure 1.1 : Erreurs sur la dénivellée en fonction de la distance entre deux repères de nivellement. L'erreur totale sur la dénivellée est le résultat d'erreurs accidentelles (proportionnelles à la racine carrée de la distance), d'erreurs systématiques et du bruit de mesure. L'erreur d'inclinaison est le rapport à la distance de l'erreur de dénivellée. Cette erreur cesse de baisser à partir d'une certaine distance entre repères.

un opérateur. L'utilisation de véhicules permet d'employer du matériel plus lourd et d'observer à une altitude plus importante au dessus du sol, donc avec des gradients thermiques plus faibles. En procédant de la sorte, une nouvelle mesure de la traverse Marseille-Dunkerque a donné une erreur probable kilométrique de  $0.27 \text{ mm}/\sqrt{\text{km}}$ . Cette précision est remarquable et pourrait encore être améliorée, selon Kasser (1989), d'un facteur 3.

**Avec une telle précision sur de telles distances, le nivellement de précision demeure une méthode inégalable par tous les dispositifs satellitaires actuels ou envisagés prochainement.**

### 1.3) Installation d'un réseau de nivellement de haute précision

Quand il n'existe pas de réseau de nivellement, il est possible d'adopter une règle spéciale lors de l'installation d'un réseau de nivellement de haute précision. Cette règle consiste à installer des repères de préférence inoxydables scellés dans de la roche ou du béton et cachés sous terre pour éviter les chocs et les malveillances éventuelles, à la place des traditionnels repères scellés sur des murs ou bâtiments. Cette technique permet d'éviter dans de nombreux cas la destruction accidentelle du point, ainsi que d'éventuels mouvements causés par des véhicules par exemple. La précision ultime possible d'un nivellement peut atteindre, en prenant toutes les précautions et en plaine,  $0.1 \text{ mm}/\sqrt{\text{km}}$  (Kasser, 1989). Cette méthode très précise permet la mesure d'une assez grande densité de points (surtout si l'on s'intéresse à une région assez petite comme le sommet d'un volcan par exemple) et ainsi d'avoir une bonne couverture spatiale. A un tel niveau de précision, lors de la mise en place des repères comme lors de l'exécution des mesures, il faut toujours se souvenir que le sens commun de stabilité d'un repère n'est plus respecté puisqu'il s'agit de mesurer sur des mires des grandeurs de l'ordre de  $10 \mu\text{m}$ . Le nivellement de très haute précision n'est pas une technique simple qu'un opérateur sache en peu de temps mettre en oeuvre avec une bonne rapidité d'exécution, compte tenu de l'extrême précision requise.

### 1.4) Nivellement trigonométrique

Il ne s'agit pas encore d'une méthode classique, même si elle est de plus en plus util-

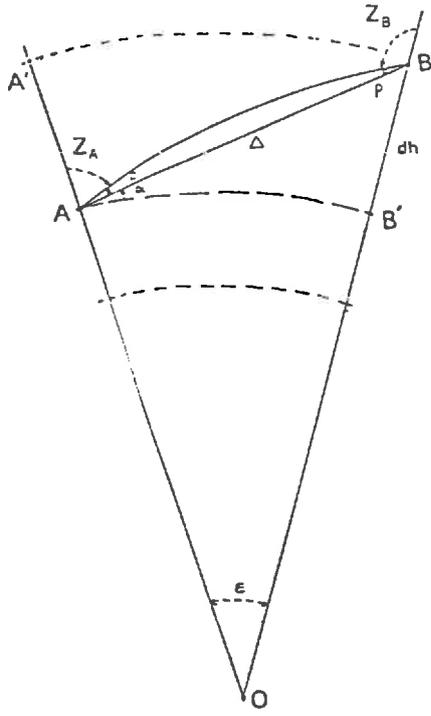


Figure 1.2 : Principe du nivellement trigonométrique. Distance mesurée  $AB$ , angles verticaux  $Z_A$  et  $Z_B$ , angle de réfraction  $\rho$  et différence d'altitude  $dh$  sur une terre sphérique.

isée dans sa version motorisée. Le nivellement trigonométrique de haute précision a été utilisé pour la première fois en France en 1982. Cette méthode nécessite l'emploi de deux théodolites et d'un appareil de mesure de distances. Les deux théodolites sont en général distants de 200m à 2km et chacun vise l'axe optique de l'autre. Une mire contrastée fixée autour de la lunette de chaque instrument permet un pointé précis, de l'ordre du mm. Simultanément et à plusieurs reprises, deux angles zénithaux  $Z_A$  et  $Z_B$  sont mesurés par chaque opérateur (*fig. 2*), puis l'on mesure la distance  $d$ . L'utilisation simultanée de deux théodolites permet d'éliminer la réfraction à condition d'admettre que le rayon de courbure du rayon est constant. La dénivellée entre les axes des deux théodolites est alors :

$$h = d \sin \left( \frac{Z_A - Z_B}{2} \right)$$

La seule limitation en précision provient du fait que le rayon de courbure du rayon n'est pas constant. Cependant, jusqu'à des distances de l'ordre de 500m, l'erreur de réfraction ne dépasse pas les erreurs de pointé et de lecture. La précision obtenue généralement est alors de l'ordre de  $1.5 \text{ mm}/\sqrt{\text{km}}$ . Cette précision est donc comparable à celle d'un nivellement direct de qualité ordinaire, mais surtout, sauf pour des visées très inclinées, elle ne dépend pas de la pente. L'erreur dans la mesure de distance est de l'ordre de 5mm à 500 m et donc contribue peu à l'erreur totale jusqu'à des pentes de  $20^\circ$  environ, rarement rencontrées dans la pratique. En zone de montagne, le nivellement trigonométrique est donc très compétitif par rapport au nivellement de précision. C'est de plus une méthode très rapide, environ dix fois plus rapide que le nivellement direct et qui peut être mise en oeuvre par du personnel moyennement expérimenté. Enfin il n'est pas nécessaire qu'il y ait un chemin reliant les points. Pour toutes ces raisons, on comprend l'utilité du nivellement trigonométrique sur les volcans, mais également sur des zones sismiques possédant des failles susceptibles de jouer verticalement. Il faut ajouter dans ce dernier cas que le nivellement trigonométrique permet de couper franchement la faille alors qu'en raison de la topographie même, les routes ont tendance à la contourner ou à la longer. Les instruments utilisés actuellement (par exemple KERN DKM2) sont des théodolites automatiques de précision ayant une résolution angulaire de 1.5 microradian. Les distancemètres sont des instruments légers (AGA 14, WILD DI3000) compatibles avec le théodolite de façon à être centrés sur l'axe de rotation de celui-ci, leur précision pour des distances kilométriques est de l'ordre de 1 à 5 millimètres. L'utilisation de théodolites électroniques (KERN E2 et WILD T2000) améliore la précision tout en rendant les mesures plus

rapides. Le nivellement trigonométrique doit être préféré au nivellement direct chaque fois que l'on n'a pas besoin de la précision maximale mais que l'on préfère multiplier le nombre de mesures de nivellement sur une assez grande superficie et que la rapidité maximale est requise. Par ailleurs, en raison de la facilité de mise en oeuvre, cette méthode peut accompagner systématiquement les mesures de trilatération afin d'obtenir une information tridimensionnelle. Ceci est valable en particulier pour les volcans. Actuellement, nous développons au Piton de la Founaise, une version simplifiée de la méthode du nivellement trigonométrique, pour les besoins de la surveillance volcanologique. La méthode consiste pour un seul opérateur à viser de nuit des réflecteurs qu'il éclaire avec un lampe fixée très près de l'axe optique de son théodolite et parallèlement à ce dernier. Il est possible de viser ainsi des points très éloignés (quatre kilomètres au Piton de la Founaise). Il n'y a pratiquement pas d'erreur sur le pointé et la lecture. Par contre, comme cette fois les mesures ne sont plus réciproques (un seul théodolite) il faut faire une correction de réfraction. Cette correction sera faite soit avec des modèles empiriques, soit déduite de mesures réciproques et simultanées effectuées entre points accessibles. D'autre part, il n'est probablement pas nécessaire de faire de correction pour connaître en relatif les dénivellées entre points assez voisins sur le volcan et visibles à peu près dans la même direction depuis la station d'observation. La précision espérée est de 2cm en absolu et 0.5cm en relatif pour des points peu éloignés sur la volcan. Cette précision, bien inférieure aux déformations possibles en cas de crise, permettra un suivi en continu de l'altimétrie du volcan sans avoir à se déplacer sur la partie sommitale.

### **1.5) Croix de nivellement**

Cette méthode utilise la technique du nivellement direct de haute précision, mais son importance justifie un paragraphe spécial. La mesure de croix de nivellement est la solution la plus simple pour s'informer sur les inclinaisons locales du sol. La précision que l'on peut espérer est de l'ordre de 5 à 10 $\mu$ rd pour une croix de 40m comportant 5 ou 6 repères. Le nombre minimum de repères dans une croix de nivellement doit être 5 ou 6 pour minimiser tout problème d'instabilité locale d'un des repères. Cette méthode doit toujours être mise en oeuvre à proximité de stations inclinométriques afin d'acquérir une information indépendante permettant de recalculer une éventuelle dérive des inclinomètres. Si l'on considère le prix de revient à l'installation d'une croix de

nivellement, il n'y a pas de raison de ne pas le faire. Par contre il n'en est pas de même du fonctionnement qui exige (dans un observatoire) beaucoup de temps et de main d'oeuvre pour obtenir l'information. L'installation de grandes croix de nivellement d'un kilomètre environ a été effectuée près de stations d'inclinométrie à l'Etna, ces grandes croix sont mesurées en nivellement trigonométrique. Ces grandes croix ont contribué à l'étude de l'éruption qui s'est déroulée en Octobre 1989 sur l'Etna (*chapitre 5*). Au Piton de la Fournaise (Réunion) un grand nombre de croix de nivellement ont été installées (et plusieurs fois modifiées ou modernisées) depuis 1980. L'utilité de ces grandes croix est encore un sujet de discussion à l'heure actuelle, essentiellement pour des raisons de stratégie dans le choix des actions prioritaires pour la surveillance en fonction du temps investi.

#### 1.6) Utilisation d'inclinomètres

De nombreux principes physiques permettant de détecter de petits mouvements géométriques sont à l'origine de la fabrication d'inclinomètres très différents les uns des autres : inclinomètre à variation de niveau d'eau avec mesure capacitive, systèmes interférométriques avec un miroir de mercure, pendules horizontaux, ... Quelle que soit la technique utilisée, ces appareils sont très sensibles. La précision sur de courtes périodes est très bonne. Par contre, la stabilité à long terme de l'appareil est souvent médiocre et difficile à contrôler. Si l'on suppose l'appareil parfait, le problème à résoudre est le choix du site d'installation, en effet un appareil prévu pour avoir une sensibilité de  $10^{-6}$  rd doit être rendu solidaire du sol avec une très grande précision et stabilité. D'autre part, l'appareil étant de petites dimensions, sauf les inclinomètres à eau (qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres de longueur), il est sensible aux inclinaisons locales du sol, surtout d'origine thermique ou associées à de la circulation d'eau dans des microfissures. Par conséquent, lors de l'installation de l'instrument, l'on doit essayer d'éviter toute microfissure dans les premières dizaines de centimètres autour du point de fixation. Enfin, pour diminuer les effets thermiques, il vaut mieux toujours installer ces appareils sous terre (mine, galerie, tunnel de lave). Le chapitre 2 sera consacré à l'inclinométrie et son application à la volcanologie.

#### 1.7) Mesure de niveau d'eau

L'eau est un formidable indicateur de mouvement du sol actuels ou passés, omniprésent, gratuit et encore beaucoup trop peu utilisé actuellement. C'est la raison pour laquelle je consacre un paragraphe plus détaillé à cette question et tout d'abord aux instruments de mesure:

### *1.7.1) Les appareils de mesure de niveau d'eau*

Les marégraphes mesurent le niveau instantané ou moyen d'une étendue d'eau, avec une précision de l'ordre de 1cm. Ils sont utilisés individuellement ou en réseau fournissant alors une indication sur l'inclinaison du sol. De nombreux systèmes ont existé pour mesurer un niveau d'eau: les appareils traditionnels utilisés sur toutes les côtes depuis le siècle dernier (Vignal, 1955) sont soit des marégraphes, soit des médimarémètres. Les marégraphes classiques utilisent un flotteur relié à un système d'enregistrement, autrefois sur papier, l'ensemble étant placé dans un puits communiquant avec la mer. Il y a une dizaine de ces dispositifs actuellement en France. Dans ces appareils, la mesure est celle du niveau instantané de l'eau après un premier filtrage destiné à éliminer l'agitation superficielle. La précision est au mieux centimétrique sauf si l'on fait des moyennes sur de longues périodes. L'utilisation de ce type d'appareil, principalement portuaire ou pour l'étude des marées, est devenue rare. Les médimarémètres utilisent un tube vertical communiquant à sa base par un système de parois poreuses offrant une constante de temps assez longue. La mesure est celle du niveau moyen du plan d'eau pour une période de quelques jours à quelques mois selon la constante de temps de la paroi poreuse. La précision est de l'ordre du millimètre. Plusieurs autres possibilités de mesure existent cependant: la première consiste à mesurer la pression de la colonne d'eau avec un piézomètre à quartz. Cette méthode donne de bons résultats si l'on place le capteur assez profond, l'agitation de surface étant bien intégrée. Cependant, la mesure est dépendante de la pression atmosphérique et d'autre part l'appareil a une dérive à long terme. Ce type d'instrumentation est souvent adoptée actuellement (par exemple par l'ORSTOM). Une autre technique consiste à mesurer avec des ultrasons, la distance (dans l'eau ou dans l'air) entre un capteur céramique et la surface de l'eau qui se comporte comme un réflecteur. L'inconvénient de cette méthode est que la vitesse de propagation des ultrasons est très fonction de la température. Enfin, une technique possible est la mesure du niveau de l'eau à l'aide d'un appareil électronique de mesure de distance (voir plus loin), orienté verticalement vers la surface de l'eau

qui sert de réflecteur (l'interface air-eau réfléchit 3 % de l'énergie incidente, et cela est suffisant pour activer l'électronique de réception à courte distance. Aucun contact physique avec l'eau n'est nécessaire, la précision peut atteindre le millimètre et il n'y a pas de dérive à long terme. Les problèmes principaux sont le prix de telles réalisations et la nécessité d'équiper le site de façon plus compliquée qu'avec un marégraphe simple. Par contre, cette méthode permet de constituer un réseau de points de mesure sur lesquels on déplace l'appareil (il suffit d'effectuer en chaque point une station suffisamment longue ou d'avoir sur le site un second appareil comme référence pour les variations de niveau pendant la mesure du réseau.

### 1.7.2) Les variations du niveau des mers

L'utilisation d'un appareil isolé ne permet de mesurer des variations verticales que si l'on suppose connue l'évolution à grande longueur d'onde du niveau de l'eau (autres marégraphes), sinon il n'y a pas de moyen de distinguer un mouvement de l'eau d'un mouvement du sol. Le problème se pose donc des variations à moyen et long terme du niveau des mers. La mer est connue pour avoir des variations de niveau périodiques (demi-diurne, mais aussi semi-mensuelles, mensuelles, semi-annuelles ainsi qu'à 4.5 ans et 93 ans (prévue mais pas observée)). En un lieu donné ces variations sont prévisibles et tabulées. La mer possède ensuite des variations sur quelques jours ou semaines liées par exemple à la direction du vent dominant et sur quelques années liées à des variations climatiques. Par exemple, en Méditerranée l'amplitude des marées atteint 50cm, mais les fluctuations du niveau moyen peuvent atteindre 10 cm d'un jour à l'autre et 5 cm d'un an à l'autre. En ce qui concerne les variations séculaires du niveau de la mer, la question est encore largement débattue même si certains auteurs prédisent une montée catastrophique du niveau des océans dans les prochaines décennies sous l'effet du réchauffement de la planète. Il y aurait effectivement une montée du niveau des mers de 15 cm par siècle (Barnett, 1984) sauf en quelques points du globe, comme par exemple Sydney, Bombay ou la côte ouest du Japon. L'origine de cette montée peut correspondre soit à une redistribution de la masse d'eau soit à un apport d'eau lié par exemple à la fonte des glaciers polaires (Meier, 1984) ainsi qu'une dilatation associée au réchauffement: on mesure actuellement une augmentation de température de +0.05 degré/an dans l'Atlantique (*La Recherche, supplément spécial, Environnement*). Enfin, sur 100-10000 ans ce sont souvent les échanges d'eau entre les continents et la mer qui

conditionnent la variation du niveau des mers, avec une amplitude de 100m possible ainsi que les effets géologiques comme les effets liée à la subsidence des îles volcaniques jeunes du Pacifique et à la montée des voisines par réponse élastique ou en sens inverse les mouvements verticaux des côtes finlandaises (un mètre par siècle) sous l'effet de la réponse de la lithosphère au déchargement des glaciers holocènes. Dans certains cas, ont été observés des affaissement de bandes cotières sur des distances de 1 à quelques kilomètres (observé au Japon et en Tunisie et pouvant atteindre 0.5cm par an). Parfois, il a été possible d'utiliser le niveau de la mer pour mettre en évidence des mouvements rapides du sol, par exemple la caldéra des Champs Phlégréens (Pouzzoles, près de Naples) est le lieu de déplacements verticaux du sol (observés ici grâce au temple romain du Serapeo). D'autres changements brusques du niveau des côtes surviennent naturellement au cours de tous les séismes de subduction qui affectent le pourtour du Pacifique (déjà mesuré en 1923 lors du séisme de Kanto, marégraphe d'Aburatubo, près de Yokohama). En ce qui concerne les échelles de temps plus longues, nous pouvons citer le cas du lac Asal en République de Djibouti (Ruegg *et al.*, 1990) qui a connu des déplacements verticaux de 70 m depuis l'Holocène mais qui a aussi abandonné une ligne de rivage qui est à présent largement discontinuée en altitude au franchissement des falaises du rift et qui a donc gardé le témoignage des mouvements survenus dans la région depuis 6000 ans. En fait, la méthode d'étude des variations du niveau relatif d'un lac devrait être beaucoup plus utilisée: cette méthode transforme gratuitement toute étendue d'eau en instrument de mesure (grand inclinomètre) sans dérive. Cette méthode a été utilisée avec succès en Islande près du volcan Krafla (lac Myvatn), et aussi au Chili après le séisme de 1985 (magnitude 7.5) sur un barrage (inclinaison rapide du sol pendant trois mois avant le séisme, continuation après le choc). Cette méthode ne pose pas des problèmes de mise en oeuvre car par exemple avec un lac de 10km de long, la précision requise sur l'instrument pour avoir une résolution relative de  $10^{-6}$  est de 1cm. Une telle précision de devrait pas poser de problèmes technologiques.

### 1.8) La gravimétrie associée aux mesures de mouvements verticaux

Cette méthode diffère notablement des autres puisque la grandeur fondamentale mesurée n'est plus une longueur mais une accélération (ou un poids). Cependant comme déjà mentionné plus haut, on trouve cette méthode associée aux mesures de

nivellement qu'il s'agisse de nivellement de précision comme le nivellement de la France pour lesquels des données gravimétriques peu exigeantes en précision et en densité sont nécessaires pour la compensation de réseaux ou qu'il s'agisse de nivellement de répétition sur des zones actives. Dans ce cas, en effet, de nombreux cas de changement de  $g$  après des séismes ou des éruptions volcaniques sont reportés dans la littérature. Nous pouvons citer par exemple les Champs Phlégréens où d'importantes variations de  $g$  (ordre de grandeur :  $300 \mu\text{gal}$ ) ont été mesurées au cours des surrections de 1970 et de 1983 puis interprétées conjointement avec les données de nivellement comme la preuve d'un apport de matière dans le milieu (Berrino *et al.*, 1984). A Djibouti, des mesures effectuées avant et après la crise de 1978 ont également montré des variations de l'ordre de  $100 \mu\text{gal}$  (Delattre, documents non publiés), de même qu'au Piton de la Fournaise en ce qui concerne la partie haute du volcan, avec des ordres de grandeur des variations encore de l'ordre de quelques dizaines de  $\mu\text{gal}$ . Des variations de  $g$  ne peuvent en principe pas se produire en l'absence de mouvements du sol (sauf s'il y a un volume vide préexistant dans le milieu). Ces variations sont théoriquement comprises (Savage, 1984) entre  $-0.2 \mu\text{gal}/\text{mm}$  dans le cas d'un mouvement en faille normale (réponse élastique sans apport de matière) à  $-0.31 \mu\text{gal}/\text{mm}$  (apport de matière, donc variation plus importante). A première vue, on voit que la différence d'effet entre les deux situations est petite. Par conséquent cette méthode est certainement peu discriminatrice, et ceci explique de fait sa faible utilisation. Ainsi cette méthode n'est vraiment utilisable que dans des régions où la matière est déplacée dans le sens vertical (volcans, zones de subduction). Des variations de  $g$  sont en effet reportées par Walsh et Rice (1979) pour les séismes d'Alaska en 1964, Inagahua en 1968 (mais également San Fernando en 1971). Le fait que dans tout mouvement du sol, des variations de gravité soient inévitablement associées à des variations d'altitude explique la nécessité d'accompagner toute mesure de  $g$  d'une mesure d'altimétrie lors de la mesure des réseaux de répétition. En ce qui concerne les mesures elles-mêmes les appareils de mesure utilisés pour des mesures en relatif sont massivement les gravimètres Lacoste et Romberg (dont les remarquables propriétés de stabilité dans le temps en font le meilleur appareil disponible). Avec ce type d'instrument il est possible d'obtenir une précision de mesure de l'ordre de  $10 \mu\text{gal}$ , ce qui signifie que le point de mesure de gravité ainsi que la hauteur de l'appareil doivent être soigneusement déterminés, à environ 1 ou 2cm près (à elles seules, les vis calantes d'un gravimètre Lacoste ont un débattement de 2cm !).

## 2) DETECTION DE MOUVEMENTS HORIZONTAUX

### 2.1) Introduction

Les grandes méthodes classiques sont la triangulation (mesure d'angles horizontaux à l'aide de théodolites) et la trilatération (mesure de distance à l'aide d'appareils électroniques). Les problèmes liés à la réfraction dans l'atmosphère sont différents de ceux rencontrés pour les mesures verticales. L'hypothèse faite en général pour les mesures de triangulation est que le gradient d'indice de réfraction est parfaitement vertical (raisonnable en plaine), il n'y a pas alors de réfraction latérale et le trajet de la lumière entre deux points est contenu dans un plan vertical. En ce qui concerne cette fois la trilatération, la distance brute mesurée doit être réduite au travers de deux termes: celui lié à la courbure du rayon lumineux (qui n'intervient de façon importante qu'à longue distance et est souvent négligeable devant les autres sources d'erreurs sur les appareils classiques, mais doit être corrigé a fortiori si l'on utilise un appareil de mesure de distance bifréquence ayant une précision de  $10^{-7}$  (chapitre 3). Le second terme est celui de la mesure de l'indice de réfraction de l'air sur le trajet de l'onde. Cet indice est fonction des paramètres température, pression et humidité (chapitre 3 et chapitre 4). Sa méconnaissance constitue en général la limitation en précision des mesures de distance.

### 2.2) Remesure de réseaux existants

La précision des coordonnées publiées sur des réseaux géodésiques nationaux préexistants est en général de l'ordre de 10 ppm, soit dix centimètres à dix kilomètres. Par contre les mesures brutes anciennes compensées par des moyens modernes ont souvent une bien meilleure qualité (quelques ppm), mais sont en général difficiles à retrouver. Cette précision n'est pas suffisante et l'on utilise rarement d'anciennes données de triangulation surtout sur de petites zones où la densité de points géodésiques est faible. Par exemple, aucune donnée horizontale n'a été utilisée pour la modélisation du séisme d'Irpinia de 1980 (chapitre 5). Pour le séisme du Frioul de 1976, les données de triangulation mesurées en 1977 et 1949 (Livieratos, 1980) conduisent à des déplacements faibles, une vingtaine de centimètres, donc à l'intérieur des erreurs de mesure et sont incompatibles avec les résultats de modélisation (Briole *et al.*, 1986) utilisant des don-

nées dénivellation beaucoup plus nombreuses et précises. Dans le cas du séisme d'El Asnam, en 1980, 14 points d'un réseau ancien de trilatération avaient été mesurés en 1976 puis repris en trilatération en 1981. La précision de la trilatération de 1976 était estimée à 6.3 ppm grâce à un total de 54 mesures angulaires et les mesures horizontales avaient pu être exploitées (Ruegg *et al*, 1982) aussi en raison des grands mouvements observés (plus de cinquante centimètres). Sur les volcans, en raison de leur forme conique, il y a très peu de points géodésiques anciens (un seul sur l'Etna, par exemple) et le problème des réseaux anciens ne se pose pas. Notons d'ailleurs que la forme conique n'est pas plus propice à l'installation de nouveaux réseaux sinon par méthodes de géodésie spatiale. Même si l'on n'utilise pas les anciennes mesures de triangulation, il est très souvent utile de réoccuper les points d'anciens réseaux car on sait d'avance que l'on aura intervisibilité avec les points voisins du réseau et l'on est dispensé de la recherche de sites permettant l'intervisibilité souhaitée. Ce problème pratique de recherche de points en vue les uns des autres fait toujours perdre énormément de temps sur le terrain.

### 2.3) Triangulation

C'est la méthode traditionnelle d'observation de réseaux géodésiques basée sur la mesure d'angles avec un théodolite. Elle est décrite dans de nombreux ouvrages (Levallois, 1970) et je rappelle simplement quelques caractéristiques essentielles de cette méthode par rapport à d'autres.

Tout d'abord, les théodolites actuels sont des appareils de mesure largement répandus, utilisant les mêmes principes depuis plus de quarante ans, ils sont extrêmement fiables et peuvent en général se passer d'alimentation électrique. La précision de mesure des meilleurs d'entre eux atteint 1.5  $\mu$ rd soit en équivalent distance 1.5 millimètre par kilomètre avec une erreur fixe négligeable, donc presque aussi bien qu'un appareil électronique classique de mesure de distance pour les erreurs proportionnelles. Donc, sur de petits réseaux (moins de 3 km), les mesures d'angles sont généralement plus précises que les mesures de distances qui ont souvent une erreur fixe importante (1 à 5mm). L'utilisation d'un théodolite nécessite une bonne expérience de la part de l'opérateur, même si l'apparition de nouveaux appareils automatiques rend l'utilisation plus simple. Les mesures de triangulation ne nécessitent pas des mesures météorologiques, les cibles visées peuvent être très simples, un piquet peut suffire pour peu que

l'on puisse le centrer correctement. L'opérateur peut donc mesurer seul. Au contraire, les mesures de distances nécessitent une personne avec un réflecteur sur chaque point visé, ainsi que les mesures météorologiques synchrones de la mesure en chaque point. Les mesures de triangulation ne sont exploitables que quand tout le réseau est observé et l'on est par conséquent à la merci d'une interruption de la campagne de mesure due le plus souvent au mauvais temps. Ce n'est pas le cas avec un réseau de trilatération pour lequel on peut réaliser les mesures de distance dans un ordre prédéterminé correspondant à des importances décroissantes des mesures individuelles pour l'interprétation.

#### 2.4) Trilatération

Les appareils de mesure de distance sont apparus à la fin des années cinquante, mais ne commencèrent à être utilisés massivement que vingt ans plus tard. Le principe consiste à mesurer le temps de trajet d'un rayon lumineux modulé entre l'instrument et un réflecteur (Kasser, 1985). La longueur d'onde de modulation est variable soit continûment comme dans le cas du Georan (*chapitre 3*) soit par décades dans le cas de nombreux appareils. Pour chaque longueur d'onde on réalise une mesure de déphasage entre l'onde incidente et l'onde réfléchie. La précision sur la mesure de phase doit être suffisante pour assurer la précision voulue. Par exemple si la longueur d'onde de modulation est de 1m et que l'on veut une résolution de 1mm, il faut pouvoir mesurer une phase à concurrence du millième de cycle (actuellement ceci n'est pas un problème). Les limitations électroniques de ce type d'appareil sont dues à l'instabilité de la fréquence de modulation (cette fréquence fluctue à court terme en fonction de la température de l'appareil et à long terme du fait du vieillissement). La mesure de phase serait rendue plus facile si l'on pouvait produire des modulations de courte longueur d'onde (1 à 10cm par exemple) mais ceci est très difficile car les fréquences mises en jeu seraient alors de plusieurs GHz, donc dans le domaine des hyperfréquences où les solutions technologiques sont plus coûteuses. Le Georan (*chapitre 3*) constitue un exemple d'appareil possédant une fréquence de modulation élevée (1GHz) et par conséquent une résolution théorique exceptionnelle. En fait, plusieurs appareils actuels sont capables de fournir des précisions instrumentales de l'ordre de  $0.5$  à  $1 \cdot 10^{-6}$  (soit 1mm au km) avec une erreur fixe de l'ordre du millimètre. Avec de telles performances, la précision de la mesure cesse d'être un problème technologique pour devenir

un problème de bonne modélisation de la propagation. En effet l'indice de réfraction du milieu traversé intervient directement dans la mesure. Cet indice est principalement fonction de la température de l'air et une variation de 1°C de cette température produit une variation de  $10^{-6}$  de la mesure. Il est donc indispensable dans ces conditions d'essayer de connaître la température à mieux que 1°C et ce sur tout le trajet du rayon lumineux. Cette condition est actuellement impossible à réaliser en pratique sauf peut-être en mesurant de nuit en présence de vent. C'est la raison pour laquelle l'on s'oriente actuellement vers des mesures utilisant plusieurs sources lumineuses de fréquences différentes. En effet, l'atmosphère est un milieu dispersif pour les ondes lumineuses et il suffit donc de tirer profit astucieusement de cette propriété pour éliminer une bonne partie des problèmes de mesure météorologique. L'appareil à deux couleurs que nous développons actuellement à l'IGN est un premier pas dans cette direction. Des appareils à trois couleurs (deux dans le visible et la dernière dans l'infrarouge) supprimerait presque tout problème météorologique.

## 2.5) Extensométrie

Des extensomètres ont depuis une dizaine d'années été mis en oeuvre sur des sites tels que Djibouti ou le Piton de la Fournaise. L'utilisation de tels appareils sur le terrain se justifie par le fait que ces instruments exploitent à juste titre l'existence de discontinuités sur lesquelles s'effectue l'essentiel des déformations dans le milieu et que d'autre part ils permettent une mesure en continu. Dans un article récent, Bilham (1989) fait le point sur des dispositifs d'extensométrie mis en place dans la région de Superstition Hills en Californie et montre que ces appareils ont permis d'acquérir des informations fondamentales sur l'accumulation et le relâchement des déformations autour de la faille. Le dispositif mis au point par Bilham est extrêmement simple et peu coûteux: il s'agit essentiellement d'une tige en Invar soigneusement fixée à une extrémité et actionnant un capteur à l'autre extrémité. Malgré la simplicité du dispositif, il est possible d'obtenir très simplement une résolution de  $10\mu\text{m}$  pour 10m de longueur d'extensomètre soit  $10^{-6}$  en relatif. Du reste, cette résolution pourrait être nettement améliorée. Mais ce n'est en général pas nécessaire, en effet avec une résolution relative de  $10^{-6}$ , les extensomètres ont les mêmes performances que les distancemètres par exemple, mais avec l'avantage (et aussi la nécessité) d'être situés à cheval sur une discontinuité. Par conséquent, tout compte fait, l'appareil est beaucoup plus sensible

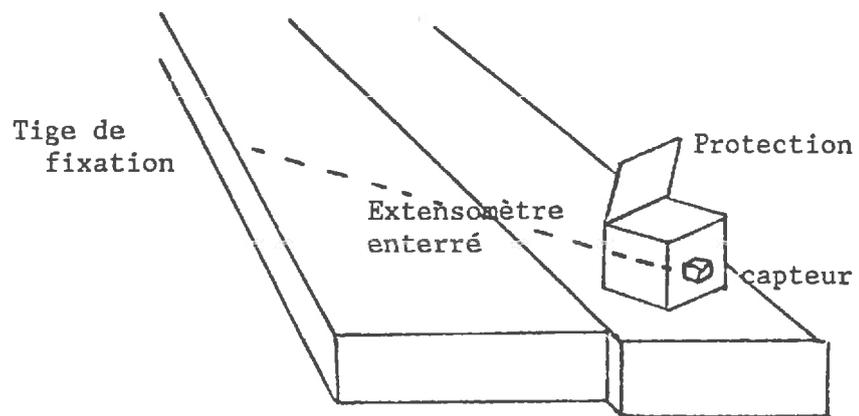


Figure 1.3 : Montage sur le terrain d'un extensomètre adapté au cas d'une faille en coulissage (d'après Bilham (1989)). Ce montage simple et peu couteux utilise un tube de 6m en invar solidement fixé à une extrémité et solidaire d'un capteur de déplacement à l'autre extrémité. La résolution de la mesure est de  $10\mu\text{m}$ . Le montage utilisé au Piton de la Fournaise à la Réunion (*chapitre 5*) utilise un principe analogue, mais avec un tube en silice. Les extensomètres utilisés à Djibouti (*figure 4*), sont, en revanche, beaucoup plus courts (30cm).

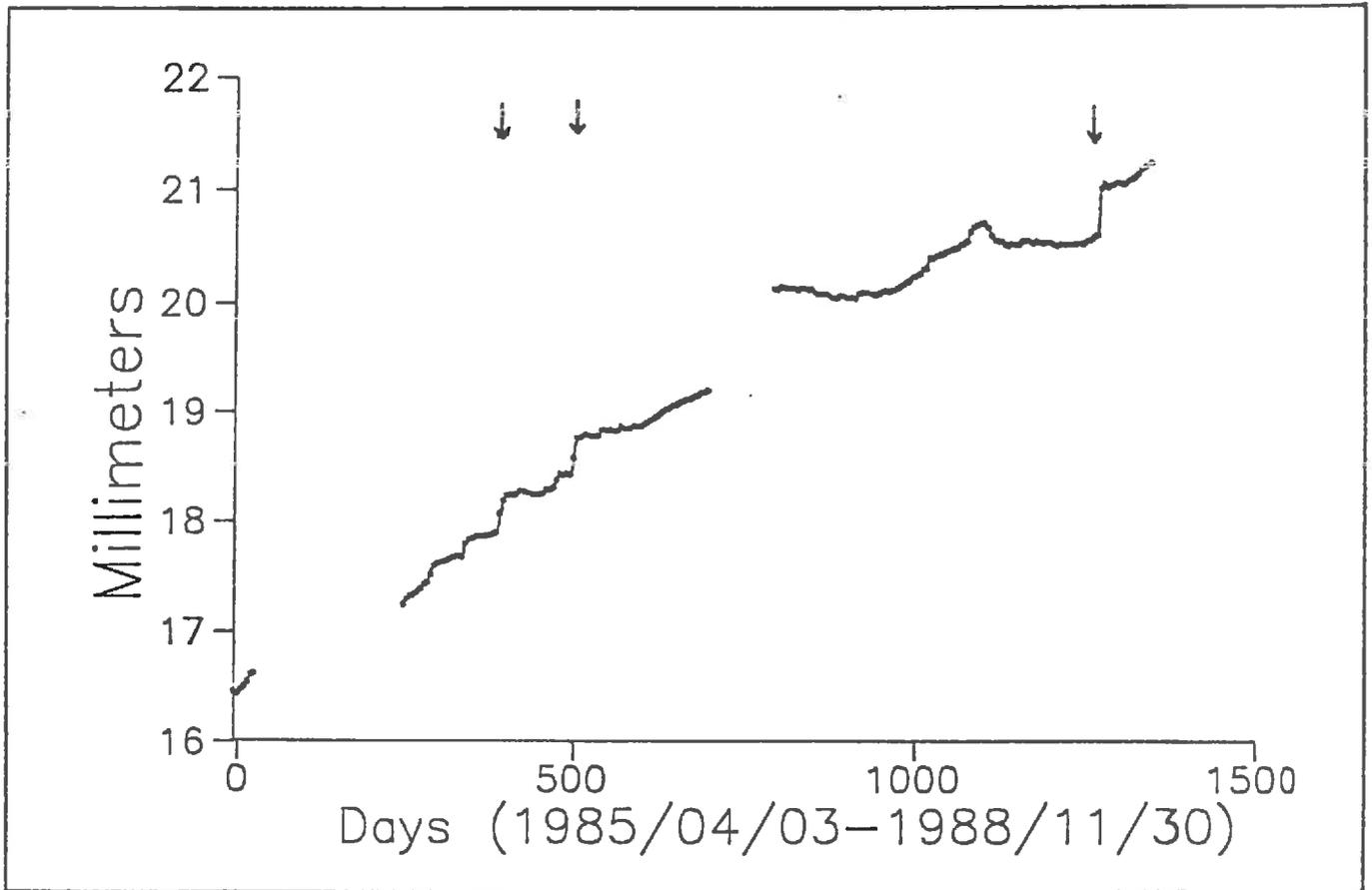


Figure 1.4 : Enregistrement d'un extensomètre situé sur une fissure ouverte dans le fossé central du Rift d'Asal à Djibouti. Les trois incréments signalés par des flèches correspondent à des crises sismiques (séismes de magnitude 2 à 3) dans le rift.

qu'un distancemètre avec un investissement bien moindre et de plus la possibilité de mesurer en continu. Grâce à son installation, Bilham a démontré que l'activité de la faille de Superstition Hills n'était pas continue mais caractérisée par des périodes d'accumulation de déformation autour d'elle sans glissement, puis des périodes brèves de petits glissements en rafales de 10 à 100 petits événements d'abord fréquentes puis de plus en plus espacées dans le temps, le glissement total par rafale atteignant 3 à 6mm et la durée 4h. Dans le cas des installations développées à l'IPG, les solutions technologiques adoptées jusqu'à présent n'ont rien de sophistiqué (potentiomètre linéaire à piste de carbone ou extensomètre à transformateur différentiel monté sur tube de silice). Cependant ces systèmes ont souvent démontré qu'ils étaient suffisants pour donner de bons résultats. En particulier, au Piton de la Fournaise, plusieurs éruptions ont été précédées par des mouvements d'extensomètres situés au sommet du volcan (*chapitre 5*). De même dans le Rift d'Asal à Djibouti, un extensomètre situé sur une des failles principales du plancher interne a permis de constater que l'ouverture du Rift n'était pas continue (*fig. 4*) mais qu'environ la moitié de la déformation était acquise au cours de brefs épisodes associés à des crises sismiques (le dernier en date remonte au 8 Juillet 1988).

### 3) MESURES TRIDIMENSIONNELLES

Dans cette catégorie se classent toutes les méthodes permettant d'obtenir une détermination en trois dimensions des coordonnées relatives d'un ensemble de points. Nous pouvons distinguer trois familles de méthodes : d'une part les méthodes classiques (trilatération, triangulation et nivellement) utilisées ensemble et aboutissant à une détermination tridimensionnelle; d'autre part les méthodes photogrammétriques; enfin les méthodes spatiales. Ces méthodes peuvent utiliser un système de repérage local ou global (méthodes spatiales). Il est à noter que dans le cas de la photogrammétrie et de la géodésie spatiale, contrairement au cas des mesures classiques, la verticale locale n'est pas une direction privilégiée. En effet, la photogrammétrie s'appuie sur des points matérialisés au sol et déterminés préalablement dans un système de coordonnées arbitraire et pour les mesures spatiales le repère utilisé est un repère cartésien associé à un ellipsoïde de référence arbitraire (WGS 84 pour le GPS ou pour DORIS).

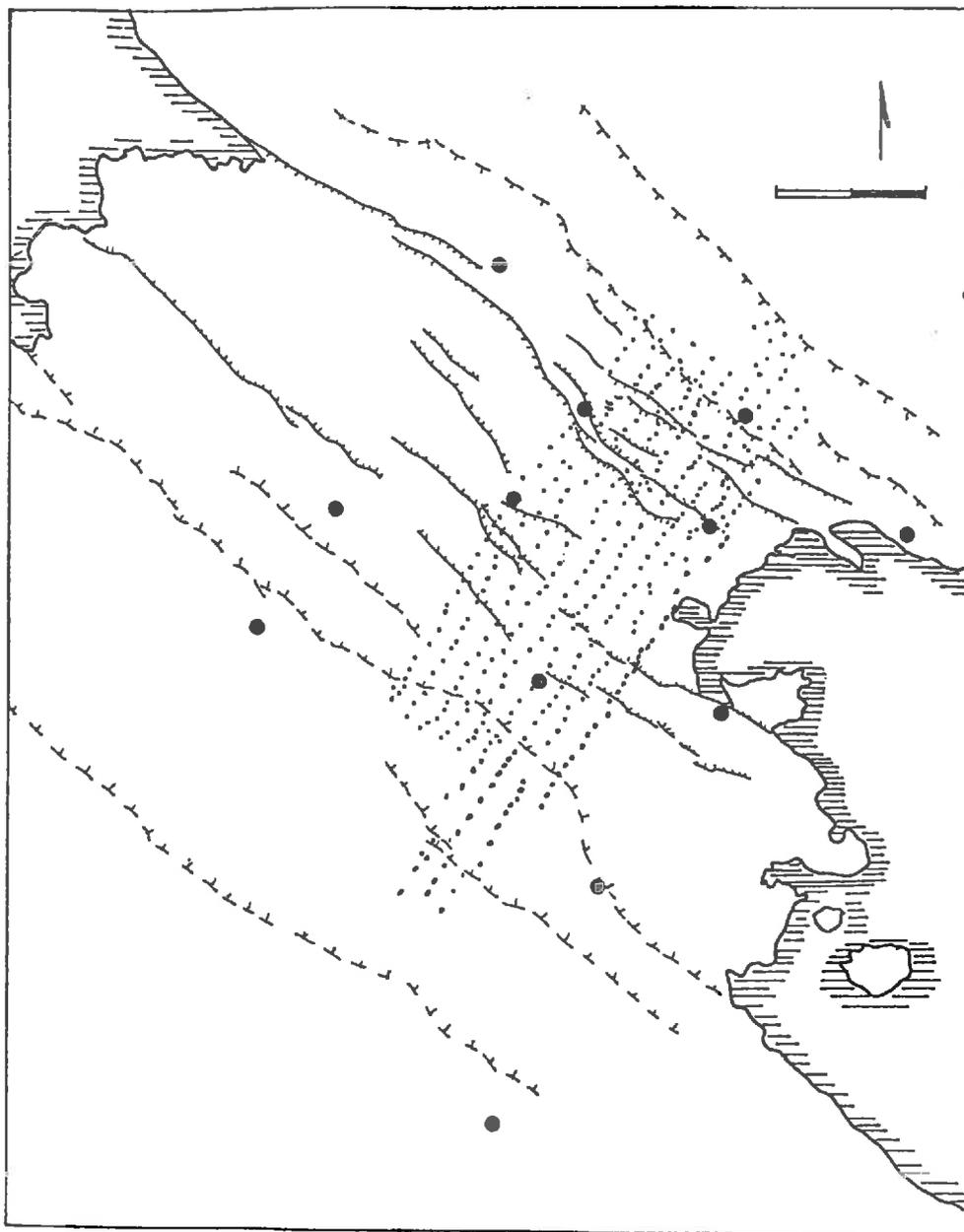


Figure 1.5 : Le rift d'Asal à Djibouti avec les principales failles actives, les points du réseau géodésique de surveillance (gros points) et les points de la couverture photogrammétrique. Au vu de la densité de cette couverture, on comprend tout l'intérêt de la photogrammétrie pour la mesure correcte et la modélisation d'une région à déformation complexe. La précision de la photogrammétrie est à peine 2 ou 3 fois inférieure à celle des réseaux de surveillance.

### 3.1) Les mesures tridimensionnelles locales

Pour de nombreux réseaux géodésique de répétition (volcans, zones actives de faible extension) il est possible de traiter le problème dans un système de coordonnées local. Ceci, en particulier si les mesures sont des mesures géodésiques classiques. Dans ce cas, en cas d'utilisation simultanée de mesures GPS, on aura intérêt à ramener les mesures GPS au réseau local, ce qui ne pose pas de problème particulier pour les distances, mais par contre pose le problème de la connaissance de la forme locale du Géoïde par rapport à l'ellipsoïde de référence. En ce qui concerne la compensation des réseaux locaux, une approximation généralement admise consiste à ramener spatialement l'ensemble des mesures brutes à une calotte circulaire censée représenter localement le Géoïde (les mesures d'angles verticaux sont relatives au Géoïde). Les coordonnées cartésiennes des points sont déterminées par projection dans le repère local.

### 3.2) La photogrammétrie - méthode aéroportée

Cette méthode est basée sur la comparaison à deux époques différentes de photographies. Il faut préalablement avoir balisé le terrain avec autant de cibles que l'on souhaite avoir de points sur le terrain et de plus avoir mesuré les coordonnées relatives d'un certain nombre de ces balises par géodésie classique pour servir de cadre. Trois campagnes de photogrammétrie ont été déjà réalisées par l'IGN à la demande de l'IPG: deux campagnes de photogrammétrie à la Réunion (en 1981 et 1984) couvrant 125 points au sol sur une surface de 2x3 km autour du cratère sommital et une première campagne à Djibouti en 1985 avec plus de 300 points au sol et une surface de 2x5 km. Les possibilités de modélisation offertes par la photogrammétrie seront illustrées au *chapitre 5* dans le cas des deux campagnes effectuées au Piton de la Fournaise. La *figure 5* montrant la couverture photogramétrique du rift d'Asal à Djibouti montre clairement la densité de points de photogrammétrie par rapport au petit nombre de points du réseau de trilatération.

### 3.3) Les méthodes spatiales

Ce sont les méthodes qui utilisent les satellites. Je ne décrirai pas la méthode VLBI qui utilise les radio-sources (quasars). On peut classer ces méthodes en quatre catégories en gros en fonction de la longueur d'onde utilisée pour communiquer:

- les méthodes utilisant les fréquences radar qui sont donc surtout sensibles aux milieux conducteurs et donc utilisées pour détecter le niveau des océans ou des glaciers, ces méthodes ne nécessitent pas un réflecteur coopératif au sol.
- les méthodes utilisant les ondes optiques modulées donc identiques aux distancemètres utilisés à Terre soit dans le sens Terre-satellite soit le contraire. Ces méthodes nécessitent le plus souvent la présence d'un réflecteur au sol et ne peuvent pas traverser les nuages.
- les méthodes utilisant des ondes radio modulées. Ce sont les systèmes de radio-positionnement comme TRANSIT et à présent GPS et DORIS.
- l'imagerie (principalement SPOT).

### *3.3.1) Les méthodes radar*

#### *3.3.1.1) L'altimétrie radar*

Cette méthode est déjà assez ancienne. Elle a été principalement utilisée pour déterminer le niveau moyen des océans (satellites GEOSAT et SEASAT), donc la forme de la Terre et améliorer la connaissance du potentiel terrestre. D'autres missions sont prévues dans le futur qui permettront d'améliorer la précision d'un facteur 10 environ (10cm au lieu de 1m sur la détermination du niveau moyen de la mer), par exemple la mission TOPEX-POSEIDON dont le lancement est prévu en 1992. Le lancement d'altimètres radar continue à être prévu par exemple sur le futur satellite ERS1 (Earth Resources Satellite, satellite d'études des ressources des océans et des calottes glaciaires océaniques et terrestres) ou sur les futures stations polaires d'observation de la Terre.

#### *3.3.1.2) L'interférométrie radar (ou photogrammétrie spatiale)*

Il existe actuellement un système spatial capable de réaliser des mesures de photogrammétrie. Il s'agit du système SAR (Synthetic Aperture Radar) qui est embarqué à

bord de la sonde Magellan en route vers Vénus et sera également à bord des satellites EOS (Earth Observing System) et ERS 1 (ce dernier devrait être lancé en 1990). Sur le satellite ERS 1 le système utilisera un radar émettant en bande C (5.3 GHz) et deux antennes de réception (de façon à ce que le satellite ait "une vision dans l'espace du signal retour"). La résolution au sol de ce système sera de 30m x 30m. L'orbite de ces satellites est en général basse (785 km dans le cas de ERS 1). Mais en fait comme tout système radar, SAR sera sensible à la première couche conductrice rencontrée à la surface de la planète et par conséquent il s'agira d'un système plutôt adapté à l'identification du niveau de la mer ou aux fluctuations des glaciers mais peu efficace sur les continents même si des auteurs comme Gabriel *et al.* (1989) suggèrent le contraire. En effet, ces derniers ont démontré qu'il était possible de traiter des images SAR prises à différentes époques (pour corriger des différences de position de prise de vue) de sorte à obtenir une résolution au sol de 1cm en altitude. Cette possibilité a été expérimentée par Gabriel *et al.* (1989) à Impérial Valley pour des mouvements du sol associés à de l'absorption en eau de l'argile, et atteignant 2 à 3cm entre les deux époques donc au dessus de la résolution du centimètre. Ces auteurs pensent que ce système pourrait être mis en oeuvre pour réaliser des surveillances très denses et précises de zones tectoniques actives et de volcans. Mais la question de l'identification de la surface réfléchissante en fonction du contexte (zone aride ou non, humidité du sol au moment de la mesure) est une limitation infranchissable presque partout à la surface des continents. Un tel procédé peut toutefois rendre service par le fait qu'il permet une mesure certaine, indépendante de la couverture nuageuse de la planète. Embarqué à bord de la sonde Magellan en direction de Venus, SAR sera le premier système potentiellement capable de mettre directement en évidence des mouvements lents du sol d'une autre planète.

### 3.3.2) Les méthodes optiques

#### 3.3.2.1) La mesure de distance Terre-satellite

La possibilité de mesurer directement la distance Terre-satellite a été expérimentée depuis une quinzaine d'années (cette méthode reçoit le nom de SLR, *Satellite Laser Ranging*). A cette fin plusieurs satellites couverts de réflecteurs sont actuellement en orbite. Une fois la trajectoire du satellite connue, il est possible d'utiliser des observa-

tions au sol pour connaître la position. Actuellement le système inverse est à l'étude (projet GLRS au Etats-Unis, projet SAGESSE en France). Il s'agira donc d'embarquer à bord d'un satellite un télémètre laser capable de réaliser des mesures sur des cibles au sol. Ce type de projet devrait devenir opérationnel dans une dizaine d'années. Il n'y a pas de raisons qu'à terme une telle méthode ne remplace pas les méthodes de positionnement actuelles dans la mesure où l'investissement au sol sera modeste (réflecteurs).

### 3.3.2.2) SLR

La mesure de distance optique Terre-satellite (Satellite Laser Ranging) consiste à mesurer le temps de parcours d'un rayon laser émis depuis une base terrestre et réfléchi par un satellite. La position géocentrique de la station est déterminée géométriquement par plusieurs observations. La précision atteint 2cm sur des observations répétées sur une année (Christodoulidis, 1985). Les points faibles de ce système, sont un coût élevé et la nécessité que le ciel soit dégagé de nuages, mais par contre il permet un positionnement absolu précis. Actuellement une station SLR très légère et portable (moins de 200kg) est à l'étude à l'IGN (Kasser).

### 3.3.2.3) GLRS-SAGESSE

Les projets américains GLRS (*Geodynamics Laser Ranging System*) et français SAGESSE (*Surveillance Active Géophysique de l'Ecorce par Systèmes Spatiaux Elaborés*) sont deux systèmes prévus pour la fin des années 1990 et qui consisteront à réaliser des mesures de distance satellite-Terre, c'est à dire qu'au contraire de SLR, la mesure sera faite cette fois depuis le satellite en direction de réflecteurs placés à la surface de la terre et pouvant être aisément déplacés. Le premier de ces deux systèmes (GLRS) devrait être monté sur la première plateforme polaire d'observation de la Terre qui sera lancée en 1996. Ce système proposera deux modes de mesure:

- un mode télémétrie utilisant un laser pulsé pour mesurer des distances entre le satellite et des réflecteurs au sol. La précision souhaitée est centimétrique et nécessitera donc une émission laser dans plusieurs fréquences (en pratique trois: une infrarouge, une dans le visible et une dans l'ultra-violet) pour corriger des effets de propagation

dans l'atmosphère (*chapitre 3*).

- un mode altimétrique permettant des mesures altimétriques au nadir, sans faire appel à un réflecteur au sol (la résolution verticale souhaitée est de 10cm et n'améliorera pas celle des mesures radar, si ce n'est que la tache au sol sera plus petite donc la résolution spatiale meilleure).

Il est évident que ce genre de système devrait se développer fortement dans la prochaine décennie. Intuitivement on voit bien qu'il est plus astucieux d'observer la Terre depuis un satellite que de faire le contraire.

### 3.3.3) *Le radio-positionnement*

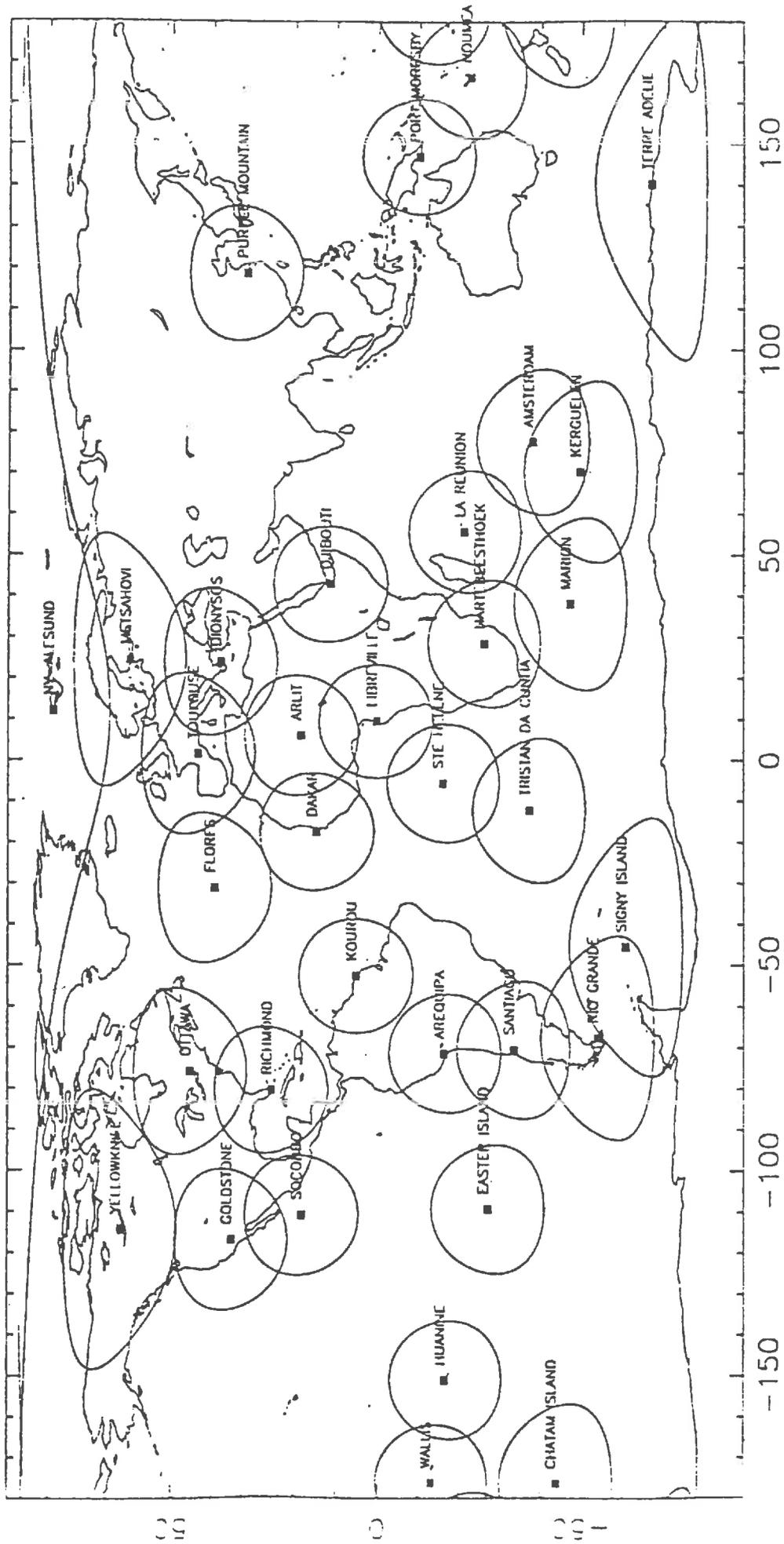
#### 3.3.3.1) *GPS*

Les méthodes spatiales, en particulier la méthode GPS (Positionnement Global par Satellite) sont actuellement en plein développement. L'utilisation de ce type de méthodes permet un positionnement relatif avec une précision de l'ordre de  $10^{-7}$  sur des réseaux d'extension moyenne (100 km). Cette méthode permettra de gagner au moins un ordre de grandeur par rapport à la précision des réseaux de triangulation classiques. En ce qui concerne les réseaux géosésiques de surveillance déjà mesurés en trilatération, le gain en précision ne sera intéressant que pour des distances suffisantes (à partir de 20km) mais c'est surtout la facilité de mise en oeuvre de la méthode (visibilité réciproque non nécessaire, indépendante des conditions météorologiques) qui sera appréciée. La méthode GPS sera développée plus en détail dans le chapitre 4. Il est à noter que le positionnement est nécessaire pour mener à bien les futures expériences d'altimétrie comme TOPEX-POSEIDON. En effet, il sera alors nécessaire de connaître à environ 10cm près la position du satellite altimétrique ce qui sera réalisé en embarquant une balise de positionnement (GPS) à bord du satellite (ceci est possible car les satellites altimétriques ont toujours des orbites basses alors que les satellites de positionnement du système GPS sont beaucoup plus élevés, 1000km et 20000km respectivement).

#### 3.3.3.2) *DORIS*

Le système de positionnement DORIS (Détermination d'Orbites et Radiopositionnement Intégrés par Satellite) développé par le CNES et dont le premier exemplaire est embarqué à bord du satellite SPOT2 sert à positionner en absolu des points à la surface de la Terre. Ce système fonctionne suivant le principe inverse de GPS (les balises sont émettrices et le satellite centralise les données) et utilise également l'effet Doppler mais avec beaucoup plus d'efficacité que GPS compte tenu de l'orbite plus basse (830km pour le système DORIS embarqué sur SPOT2) et donc des décalages de fréquence plus élevés. Comme GPS, il s'agira d'un système bi-fréquence permettant d'éliminer pratiquement les erreurs de propagation dans l'ionosphère. Toutefois, ce système n'est pas concurrent de GPS, puisqu'il s'agit d'un système centralisé permettant des mesures en continu sur un nombre restreint de balises, alors que GPS est plutôt un système permettant de réaliser des opérations de type prospection (mesure de petits ou grands réseaux) ou surveillance locale en temps semi-continu. On espère que le système DORIS permettra de mesurer les mouvements crustaux des régions volcaniques et sismiques et qu'il permettra de quantifier les mouvements globaux des plaques à la surface de la Terre. A cette fin (et aussi pour assurer une couverture suffisante pour déterminer avec la précision requise l'orbite du satellite) des balises émettrices ont été réparties de façon assez homogène à la surface de la Terre (*fig. 6*). D'autre part DORIS permettra d'améliorer la détermination du champ de gravité terrestre. Une expérience test aura lieu en république de Djibouti dès 1990 qui permettra à la fois de comparer les méthodes GPS et DORIS et aussi de mettre éventuellement directement en évidence d'éventuelles discontinuités de l'ouverture du Rift d'Asal. Pour cette expérience, deux balises seront bises de part et d'autre du rift à une distance d'environ 14 km, reliées au réseau mesuré depuis 1973. La vitesse d'écartement de ces points mesurée chaque année est à l'heure actuelle d'environ 3cm/an, par conséquent il devrait être possible de mettre en évidence des mouvements à l'échelle de quelques semaines à quelques mois et de chercher à savoir si le résultat local trouvé par l'extensométrie (extensions brusques lors des crises sismiques) est encore valable à cette échelle. Toujours dans le cadre de l'expérience DORIS à Djibouti, deux autres balises seront placées au Sud et au Nord du pays, à environ 200km l'une de l'autre dans le but de déterminer le taux d'extension à grande échelle (les valeurs attendues sont de l'ordre de 1 à 2cm par an et devraient donc pouvoir être mises en évidence sur les deux années que durera l'expérience).

SITES DORIS INSTALLES ( NIVEAU >= 5 )



INFLATION = 20 DEG. ALTITUDE = 8.32 km

EDITION : 1/12/89

Figure 1.6 : couverture mondiale des balises au sol pour le système DORIS lancé en Janvier 1990.

### 3.3.4) L'utilisation d'images SPOT

Les images SPOT sont déjà largement utilisées par les tectoniciens pour les études de déformation récentes. Il serait vraisemblablement possible d'essayer d'utiliser quantitativement dès à présent des images SPOT pour mesurer directement (entre deux époques) des déformations crustales dans de vastes régions désertiques (à conditions qu'elles dépassent quelques dizaines de centimètres et que le mouvement soit de préférence du coulissages). En effet, la résolution au sol des images SPOT étant de 10m, et sachant que par méthode de corrélation, il devrait être possible d'améliorer la résolution suivant une loi en racine carrée du nombre d'images, on constate que l'on peut par exemple abaisser la résolution aux alentours de 10cm avec 10000 pixels contigus (soit 100km). Si l'on suppose donc que l'on possède à deux époques différentes des images SPOT couvrant une région dans laquelle deux blocs séparés par une faille de l'ordre de 100km se sont déplacés l'un par rapport à l'autre de 1m, il ne devrait pas y avoir de difficulté à mettre le mouvement en évidence avec les simples images SPOT (il faut simplement la puissance de calcul nécessaire pour traiter par corrélation une telle masse de données). Il serait également intéressant de développer des moyens de restitution automatique de la topographie à partir d'un couple stéréoscopique SPOT.

## CONCLUSIONS

Le développement de systèmes imageurs ayant une résolution meilleur que SPOT permettrait vraisemblablement de développer des études de déformations du sol à haute densité d'information dans de nombreuses régions. Ce type de méthode sans concurrencer en précision absolue une méthode comme GLRS pourrait largement concurrencer ces méthodes. En ce qui concerne la mesure en continu, le système de radio-positionnement GPS par son extrême simplicité de mise en oeuvre (relativement aux autres méthodes) et le fait qu'il est le seul vraiment capable de fournir en temps semi-continu des informations sur les déplacements relatifs de points devrait se développer pour des applications de surveillance et suivi en continu de mouvements tectoniques.

---

**BIBLIOGRAPHIE**

Barnett T.P., 1984. *The estimation of 'global' sea level change : a problem of uniqueness*. J. Geophys. Res., 89, 7980-7988.

Beutler G., Bauresima I., Botton S., Görtner W., Rothacher M. and Schildknecht T., 1989. *Accuracy and biases in the geodetic application of the Global Positioning System*. Manuscripta Geodaetica, 14(1), 28-35.

Bilham R., 1989. *Surface slip subsequent to the 24 November 1987 Superstition Hills, California, earthquake monitored by digital creepmeters*. Bull. Seism. Soc. Am., 79, 424-450.

Briole P., De Natale G., Gaulon R., Pingue F. and Scarpa R., 1986. *Inversion of geodetic data and seismicity associated with the Friuli earthquake sequence (1976-1977)*. Ann. Geophys., 4, 481-492.

Christodoulidis D.C., 1985. *Observing tectonic plate motions and deformation from Satellite Laser Ranging*. J. Geophys. Res., 90, 9249-9263.

Chrzanowski A., 1987. *Geotechnical and other non-geodetic methods in deformation measurements*. Proceedings of the "Deformation measurements Workshop on Modern Methodology in Precise Engineering and Deformations Surveys II", October 1986, Boston, U.S.A., M.I.T. ed., 112-153.

Chrzanowski A., Chen Y.Q., Romero P. and Secord J.M., 1986. *Integration of geodetic and geotechnical deformation surveys in geosciences*. Tectonophysics, 130, 369-383.

C.N.E.S., 1984. *ARGOS (Système de localisation et de collecte de données) : Guide de l'utilisateur*. Ed. Centre Spatial de Toulouse, France, 36 pp.

C.N.E.S., 1987. *DORIS (Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégrés par Satellite)*. Ed. Centre Spatial de Toulouse, France, 10 pp.

Fritsch D., 1986. *Photogrammetry as a tool for detecting recent crustal movements*. Tectonophysics, 130, 407-420.

Gabriel A.K., Goldstein R.M. and Zebker H.A., 1989. *Mapping small elevation changes over large areas : Differential Radar Interferometry*. J. Geophys. res., 94, 9183-9191.

Gübler E., Kahle H.G., Klingelé E., Müller St. and Olivier R., 1981. *Recent crustal movements in Switzerland and their geophysical interpretation*. Tectonophysics, 71, 125-152.

Hurst K. and Beavan J., 1987. *Improved sea level monitors for measuring vertical crustal deformation in the Shumagin seismic gap, Alaska*. Geophys. Res. Lett., 14(12), 1234-1237.

I.G.N., 1973. *Implantation d'un réseau géodésique pour la mesure directe de l'expansion d'un rift océanique*. 45 pp + tables.

Kasser M., 1988. *Volcano deformations : Optimization of available methodologies*.

I.G.N. ed., Paris, France, 79 pp.

Kasser M., 1989. *Un nivellement de très haute précision : la traversée Marseille-Dunkerque 1983*. C.R. Acad. Sci. Paris, 309, 695-700.

Lambeck K., 1988. *Geophysical Geodesy. The slow deformations of the Earth*. Oxford University Press, 718 pp.

Langbein J.O., Linker M. and Tupper D., 1987. *Analysis of two-color geodimeter measurements of deformation within the Long Valley Caldera : June 1983 to October 1985*. J. Geophys. Res., 92, 9423-9442.

Langbein J.O., Linker M.F., McGarr A.F. and Slater L.E., 1987. *Precision of two-color geodimeter measurements : Results from 15 months of observations*. J. Geophys. Res., 92, 11644-11656.

Levallois J.J., 1970. *Géodésie générale I; Méthodes générales et techniques fondamentales*. Eyrolles, Paris.

Levallois J.J., 1989. *Mesurer la Terre - 300 ans de géodésie française - De la toise du Châtelet au satellite*. Presses de l'école nationale des Ponts et Chaussées, Paris.

Livieratos E., 1980. *Crustal deformations from geodetic measurements*. Boll. Geofis. Teor. Appl., 22, 255-260.

McTigue D.F. and Stein R.S., 1984. *Topographic amplification of tectonic displacement : implication for geodetic measurements of strain changes*. J. Geophys. Res., 89, 1123-1131.

Meier M.F., 1984. *Contributions of small glaciers to global sea level*. Science, 226, 1418-1421.

Ruegg J.C., Kasser M., Tarantola A., Lepine J.C. and Chouikrat B., 1982. *Deformations associated with the El Asnam earthquake of 10 October 1980 : geodetic determination of vertical and horizontal movements*. Bull. Seism. Soc. am., 72, 2227-2244.

Rüeger J.M. and Pascoe R.W., 1989. *Performance of a Distomat WILD DI3000 distance meter*. Technical paper n° 19, 31st Australian survey congress.

Savage J.C., 1984. *local gravity anomalies produced by dislocation sources*. J. Geophys. Res., 89, 1945-1952.

Vignal J., 1955. *Nivellement de Précision*. Publications techniques de l'Institut Géographique National, 262 pp.

Walsh and Rice, 1979. *Local changes in gravity resulting from deformation*. J. Geophys. Res., 84, 165-170.

## CHAPITRE 2

### MESURE DE MOUVEMENTS VERTICAUX : L'INCLINOMETRIE

#### EXEMPLE D'UN RESEAU INSTALLE A L'ETNA EN 1986-87

##### 1) LES INCLINOMETRES

L'inclinométrie est l'une des rares méthodes de mesure en continu permettant de mettre en évidence localement des mouvements verticaux. Les appareils de mesure d'inclinaison du sol existent depuis longtemps et utilisent des principes extrêmement variés. Ces appareils ont été largement utilisés dans les années 1960-70 pour les études des marées terrestres. Ces études qui nécessitaient de longues séries d'enregistrements ont également obligé les concepteurs à réduire la dérive à long terme de ce type d'instruments (au pire il fallait qu'elle soit linéaire). Pour cette raison la solution technique adoptée à l'IPG (Blum, 1963) et qui sera détaillée dans la suite consiste à utiliser des appareils complètement en silice (matériau ayant de très bonnes propriétés thermiques et stabilité mécanique) permettant une grande amplification mécanique. Parallèlement, des appareils du même type (éventuellement moins performants) ont été utilisés pour l'étude de déformations tectoniques du sol (en particulier sur les volcans d'Hawaii). Comme précédemment une condition de base était la stabilité à long terme des instruments; c'est la raison pour laquelle les volcans étaient un endroit facile d'expérimentation car il ne faut pas attendre trop longtemps avant d'observer des déformations et que de plus il n'est pas difficile de prédire le lieu où s'installer pour obtenir d'importants mouvements. En général la résolution de mesure de ces appareils est bien meilleure que les besoins de l'utilisateur et comme nous venons de l'évoquer la limitation provient des dérives instrumentales (bien entendu, les effets de site dont nous allons aussi parler ont la même signature que les dérives proprement instrumentales). Pour une vue détaillée des systèmes et technologies disponibles actuellement, le lecteur se reportera à l'article de synthèse de Agnew (1986). En ce qui concerne les expérimentations et intercomparaisons effectuées sur le terrain, dans une zone sismiquement active, de différents appareils de mesure en continu, l'exemple le plus documenté actuellement est celui de l'Observatoire de Pinon Flat en Californie (Wyatt and Berger, 1980). A partir de 1977, un grand nombre d'appareils de mesure d'inclinaison et d'extension du sol ont été réunis à fin d'intercomparaison dans ce site en particulier plusieurs types d'in-

clinomètres dont des modèles installés en forage comme par exemple le modèle à bulle utilisé à Long Valley Caldera par Mortenson et Hopkins (1988). La conclusion de ces auteurs est que leurs inclinomètres ont des dérives instrumentales beaucoup plus importantes que les signaux "vrais" attendus, ce qui condamne pratiquement la méthode. Effectivement, la question des dérives instrumentales (vieillesse des instruments, effets de site) est évoquée par tous les auteurs s'intéressant à l'inclinométrie, mais de nombreux signalent également les perturbations liées aux fluctuations météorologiques en particulier aux précipitations (Lesage, 1982; Wyatt and Berger, 1980). Enfin la question a parfois été posée, surtout dans le cas d'inclinomètres destinés à l'étude de la marée, des effets d'amplifications locales liées au site (les cavités où sont en général installés les inclinomètres représente une inhomogénéité du terrain susceptible de modifier le champ de déformations). Les effets de ce type peuvent atteindre selon Harrison (1976) quelques dizaines de pourcent dans de nombreux cas et parfois plus d'un facteur 2. Un même ordre de grandeur est mentionné par Peters et Beaumont (1985).

Grâce à leur remarquable résolution, les inclinomètres semblent bien adaptés à la mesure des déformations obtenues au cours de séismes de magnitude 6 ou 7. Puisqu'ils mesurent en continu, on aurait pu s'attendre à ce que ces appareils soient massivement utilisés pour rechercher d'éventuels mouvements précurseurs de séismes. Ce n'est pourtant pas le cas, et en fait peu d'auteurs évoquent de telles observations: nous pouvons citer Johnston et Mortenson (1974) à propos de la faille de San Andreas et Dragoni *et al.* (1984) qui mentionnent des inclinaisons du sol enregistrées avant le séisme du Frioul de 1976. Les principales causes de cette absence d'utilisation massive sont sans doute d'une part la question de la dérive à long terme des instruments, et d'autre part le problème de représentativité du site.

## 2) LA REPRESENTATIVITE DE LA MESURE

### 2.1) Site

C'est un problème qui se pose pour toutes mesures locales dans un milieu non homogène, ce qui est toujours le cas dans la nature. Dans le cas des appareils expérimentés à l'Observatoire de Pinon Flat, Wyatt et Berger (1980) arrivent à la conclusion extrême étonnante qu'au delà de quelques mètres les signaux basse fréquence (à partir de

quelques heures) de deux inclinomètres ne sont plus corrélés. Ces auteurs pensent que le problème provient d'inhomogénéités locales et arrivent à la conclusion absurde que pour utiliser leurs inclinomètres avec confiance pour déceler des mouvements tectoniques, ils seraient conduits à installer plus de mille instruments avant de pouvoir extraire un signal cohérent du bruit! La non cohérence entre les signaux d'inclinomètres est un phénomène qui a également été observé à l'IP.G. par Blum et Gaulon lors d'essais d'inclinomètres sur une dalle de marbre (signaux dans des sens opposés pour des appareils placés à quelques centimètres l'un de l'autre sous l'effet de variations thermiques). Cependant, pour des excitations en champ lointain, il semble intuitivement que cette conclusion est exagérée. De plus notre propre expérience de l'inclinométrie à l'IPG nous a plusieurs fois montré (en particulier au Piton de la Fournaise, à l'Etna et aux Champs Phlégréens) que nous pouvions mettre en évidence des inclinaisons corrélées avec l'activité des sites instrumentés. C'est ce que nous verrons en particulier au chapitre 5.

## 2.2) Critère de cohérence entre signaux inclinométriques

Puisqu'une station inclinométrique est composée de deux instruments placés côte-à-côte mais pas nécessairement exactement sur le même bloc de rocher, il est possible que chaque station soit localement perturbée par les effets thermiques avec une amplitude différente pour chaque appareils. Par contre, en ce qui concerne les phénomènes lointains ("vrais" ou perturbations), les inclinomètres sont censés recevoir tous deux un signal cohérent, l'amplitude de chaque appareil étant fonction de l'azimut de la source. D'où l'intérêt de méthodes permettant d'extraire une information quantitative sur la corrélation des signaux. Pour cela, plusieurs auteurs (Haubrich, 1965; Wyatt and Berger, 1980; Cornet and Desroches, 1988) ont proposé d'utiliser une variable appelée cohérence caractérisant le degré de corrélation entre les signaux de deux instruments (la partie non corrélée étant indifféremment considérée comme du bruit ou du signal de longueur d'onde plus courte que la distance entre les instruments). Cette cohérence  $R$  est définie à partir des propriétés spectrales des signaux et vérifie la relation:

$$R^2 = \frac{C_{12}^2 + C_{21}^2}{C_{11} C_{22}}$$

avec les  $C_{ij}$  définis par

$$C_{11} = |X(\omega)|^2$$

$$C_{12} = \text{Re} [X^*(\omega) Y(\omega)]$$

$$C_{21} = \text{Im} [X^*(\omega) Y(\omega)]$$

$$C_{22} = |Y(\omega)|^2$$

$X(\omega)$  et  $Y(\omega)$  étant les transformées de Fourier des signaux à étudier  $x(t)$  et  $y(t)$ ,  $t$  temps et  $\omega$  fréquence.

Cette valeur  $R$  représente une mesure de la quantité d'énergie cohérente entre les deux signaux. En pratique, Wyatt et Berger (1980) suggèrent de lisser la fonction  $R(\omega)$  en découpant les signaux  $x(t)$  et  $x(t)$  en  $N$  morceaux, puis pour chaque morceau en calculant les fonctions  $C_{ij}$ , et enfin en faisant leur moyenne avant d'obtenir la fonction  $R$  lissée. Tel qu'il est défini,  $R$  peut bien entendu augmenter de façon artificielle pour des raisons non tectoniques mais communes aux deux appareils (effet thermique par exemple). Par conséquent il s'agit d'une quantité toujours sur-estimée, surtout quand la cohérence est très petite. Malheureusement, dans le cas de l'Etna, le calcul de  $R$  ne nous a jamais apporté d'information. En fait, ceci est logique car jusqu'à présent (*voir la suite*) nous n'avons observé sur la série temporelle que des signaux dont la signature spectrale est soit très haute fréquence (1jour, quelques cas) soit très basse fréquence (6 mois, 1cas). De plus, en ce qui concerne les durées intermédiaires pour lesquelles cette méthode de cohérence devrait bien s'appliquer c'est malheureusement aussi la durée sur laquelle les perturbations liées aux précipitations sont les plus importantes. Cette méthode de cohérence pourrait par contre donner des résultats au Piton de la Fournaise où le réseau est placé densément vers le centre du volcan et où nous savons que les intrusions sont rapides, assez fréquentes et bien détectées par plusieurs appareils à la fois.

### 3) LA METHODE UTILISEE A L'IPG

Les premières stations inclinométriques installées à l'Etna en 1984 par Blum utilisaient des inclinomètres à miroir conçus initialement pour l'étude de la marée terrestre (Blum, 1963). Les stations installées par la suite à partir de 1985 ont utilisé un nouveau type d'inclinomètres compacts qui sont une variante moins sensible, mieux protégé et plus facile à installer (Saleh, 1986) destinée à une application pour la géotechnique. Ces appareils continuent à être construits par P.A. Blum à l'IPG mais sont aussi produits par la société TELEMAC dans le cadre de contrats ANVAR.

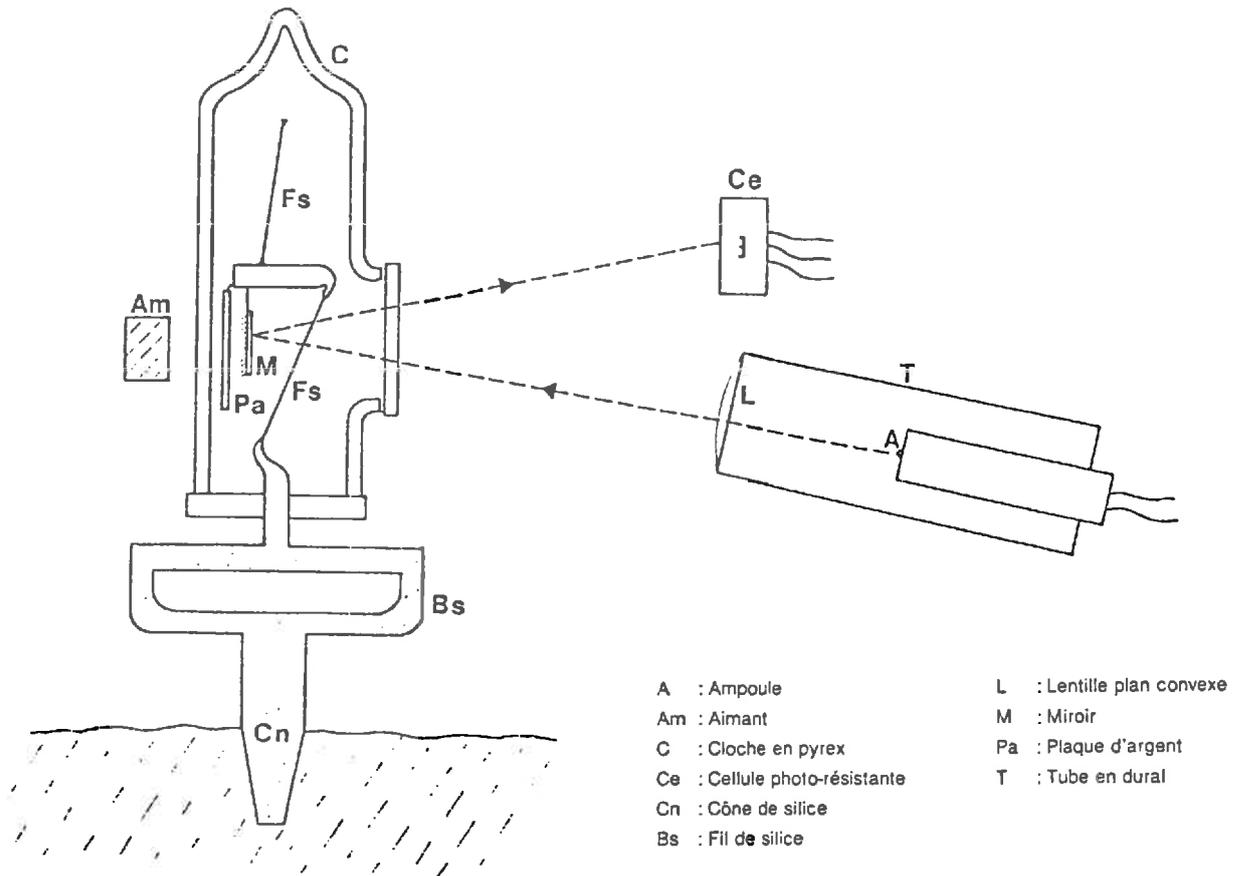


Figure 2.1: L'inclinomètre compact en silice utilisé à l'IPG.

### 3.1) Caractéristiques de l'inclinomètre compact

L'appareil est un pendule horizontal à suspension bifilaire de Zollner (Verbaandert et Melchior, 1961). Il comprend (*fig. 1*):

- un bâti en silice monté sur une pièce tronconique destiné à réaliser la liaison avec la roche.
- un équipage mobile lié au bâti par deux fils de silice et constituant un pendule horizontal (axe quasi-vertical).
- un système de détection comprenant une ampoule éclairant une cellule photorésistante à travers une fenêtre découpée dans une plaque d'aluminium constituant l'essentiel de la masse de l'équipage mobile. La tension mesurée par la cellule réalise linéairement la conversion inclinaison-tension.
- une enceinte cylindrique en pyrex, sous vide servant de protection.
- un aimant placé à l'arrière du bâti destiné à l'amortissement du pendule par courants de Foucault.

La relation entre inclinaison du sol et déplacement du spot sur la cellule est donnée par l'équation (Duclaux, 1959, Saleh, 1986):

$$\alpha = \frac{d}{D K T_0^2}$$

avec:

d: déplacement du spot sur la cellule, D: distance cellule-axe de rotation du pendule, K: constante caractéristique du pendule,  $T_0$  : période du pendule.

Les valeurs usuelles de D et K, pour les appareils utilisés sur l'Etna sont  $D \simeq 5$  cm,  $K \simeq 5$  s<sup>-1</sup> avec une variabilité de 10 % liée à la fabrication.

La période d'oscillation du pendule est réglée lors de l'installation entre 4 et 15 s, la valeur moyenne étant de 8 s. La dérive instrumentale est estimée pour l'inclinomètre à miroir au plus à 0.3  $\mu$ rd/an (Blum et Hatzfeld, 1970) et devrait vraisemblablement être du même ordre pour l'inclinomètre compact. L'amortissement (en présence de

l'aimant) est faible, décrement logarithmique  $\beta = \frac{1}{T_0} \text{Log} \frac{A_n}{A_{n+1}} \simeq 0.05$ .

La relation tension-déplacement du spot est linéaire lorsque le spot est assez large sur la cellule. La précision globale de l'appareil (relation tension-inclinaison) est estimée à 4 % (Saleh, 1986).

### 3.3) L'acquisition des données

#### 3.3.1) Stations autonomes

Nous avons utilisé un système d'acquisition développé à l'IPG autour d'un micro-ordinateur programmable en langage BASIC. Un prétraitement des données peut être effectué sur place par le calculateur mais nous ne l'avons pas fait sauf lors d'un bref essai de transmission des données par le système à un balise de télétransmission par satellite ARGOS (*voir paragraphe suivant*). Le stockage est effectué dans la mémoire du calculateur (8 à 24 koctets). Les données analogiques obtenues à la sortie des cellules des inclinomètres sont converties sur 12 bits ce qui assure dynamique et résolution suffisantes. Le logiciel d'acquisition des données utilisé sur l'ordinateur de terrain permet l'acquisition de 1 à 8 voies analogiques avec une périodicité de 1 à 255 minutes. Les données, sauvegardées dans la mémoire du calculateur, sont transférées lors des visites à la station sur cassette ou directement sur un ordinateur portable via une interface série. L'autonomie de la station est largement suffisante (probablement plusieurs années avec une batterie de voiture). Des logiciels ont été développés et plusieurs fois remaniés d'une part en raison de la possibilité de transporter des micro-ordinateurs sur le terrain apparue au cours de cette expérimentation, d'autre part à la demande d'autres utilisateurs du même système. En effet, grâce à sa conception très polyvalente et adaptable ce système d'acquisition de données a été utilisé depuis 1985 à l'IPG pour faire de l'acquisition de données dans des contextes très variés.

#### 3.3.2) Stations télétransmises

Nous avons aussi utilisé le système SADAN/TSA (Système d'acquisition autonome et numérique) développé par le CNRS, CNET et PIRPSEV. Ce système permet le multiplexage, l'interfaçage, la mémorisation et la transmission par le système ARGOS de capteurs à sortie analogique ou numérique. Il permet le multiplexage programmable de 3,7,15 ou 31 capteurs. La conversion analogique-numérique est là encore réalisée sur 12 bits. La mémoire de 32 octets contient 1,2,4 ou 8 acquisitions successives. Le rythme d'acquisition est réglable par multiples 1 à 255 du cycle d'émission. L'autonomie de la station est supérieure à une année avec une batterie 12 V de voiture.

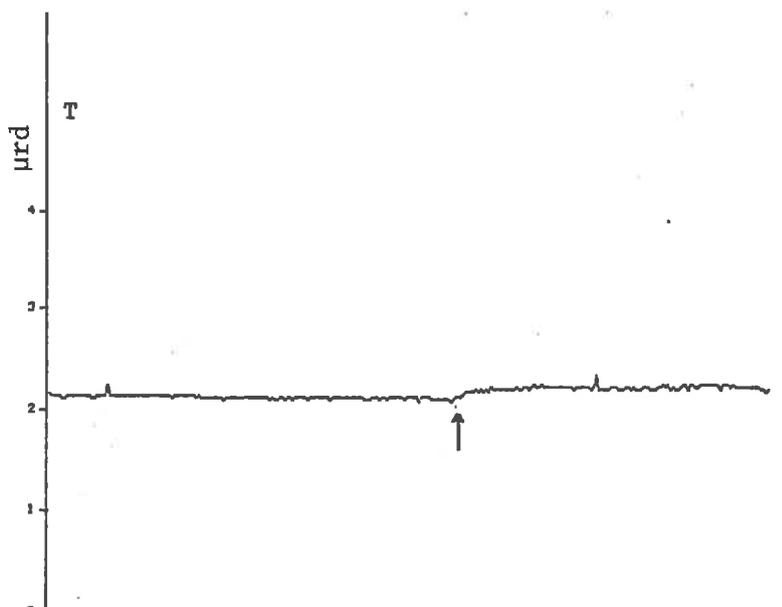
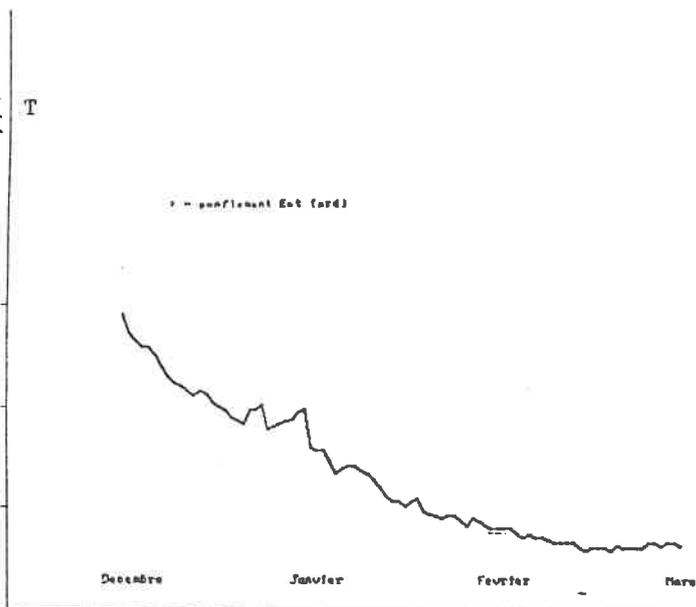
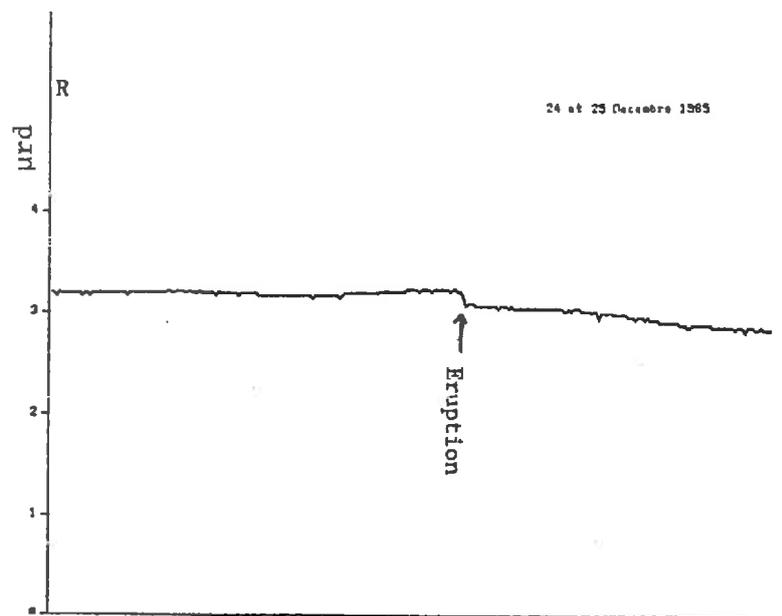
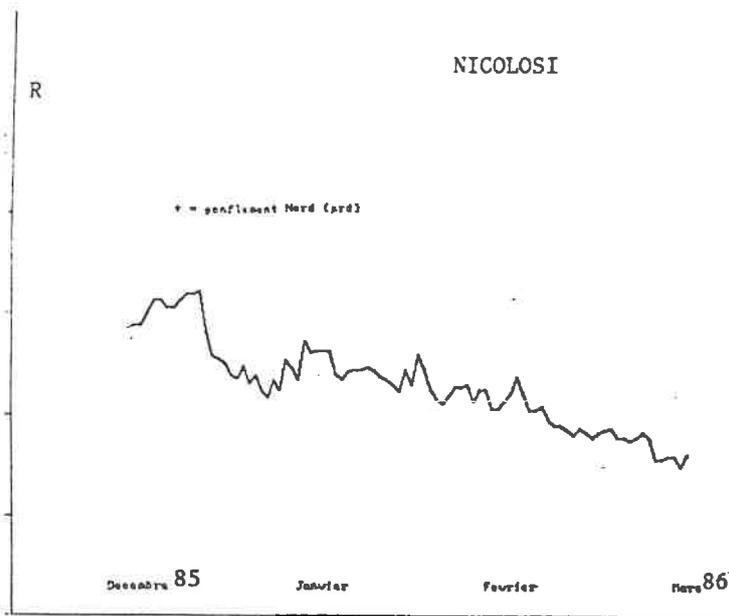


Figure 2.2 : Phase préliminaire de mesures inclinométriques à l'Etna, exemple de la station NIC (*emplacement, voir figure suivante*).

- à gauche : exemple d'enregistrement effectué entre Décembre 1985 et Mars 1986. Noter l'amplitude très faible des effets thermiques à comparer avec l'amplitude beaucoup plus forte enregistrée dans la même station par la suite (*figure 2.5*).
- à droite : inclinaison synchrone du début de l'éruption du 24 Décembre 1985 (cette station est distante de 15 km du lieu de l'éruption).

#### 4) TRANSFERT ET TRAITEMENT DES DONNEES

Les données quel que soit leur mode d'acquisition ont été transmises sur micro-ordinateur. Les programmes de traitement des données ont été écrits en langage FORTRAN 77. Après avoir développé et adapté des programmes de traitement de données assez compliqués empruntés à Lesage (1982) qui avait déjà travaillé sur le sujet, j'ai peu à peu développé des programmes de traitement de plus en plus simples au fur et à mesure que j'ai pris conscience de la faible qualité des données compte tenu des fortes perturbations thermiques.

#### 5) L'UTILISATION DES INCLINOMETRES EN ZONES SISMIQUES OU SUR LES VOLCANS

Le réseau d'inclinométrie mis en place en 1986-87 sur l'Etna (de même que celui installé aux Champs Phlégréens près de Naples) devaient enrichir les mesures de déformations déjà effectuées sur ce volcan à altitude moyenne (par exemple par Murray (1981)) au moyen des méthodes traditionnelles de géodésie. Des mesures inclinométriques effectuées dans la partie sommitale du massif (Wadge et al., 1975, Henbest, 1978) avaient déjà mis en évidence l'existence de déformations importantes. Nos essais préliminaires (*fig. 2*) effectués en 1984 et 1985 ont confirmé et quantifié ces observations. En effet, par exemple dans le cas des Champs Phlégréens, les déformations mesurées au cours des récentes crises de 1970-72 et 1982-84 et qui ont fait l'objet de plusieurs essais de modélisation (Bianchi *et al.*, 1987; Berrino et al., 1984; Bonafede et al., 1986) auraient pu valablement être augmentées de mesures inclinométriques qui auraient ajouté une information locale continue (pendant la crise de 1983-84, des mesures de nivellement étaient effectuées toutes les deux semaines et montraient à ce pas d'échantillonnage une inflation continue). Les mesures inclinométriques réalisées de façon quasi-continue (typiquement une mesure par heure) permettent une étude des déformations rapides du sol telles que la réponse du sol à une dislocation plane (Briole et al., 1986) ou injection de dike (Walsh et Decker, 1971), en corrélation avec d'autres mesures, telles que la sismicité par exemple. Ces mesures peuvent permettre également l'étude des déformations lentes, mouvements de magma (Mogi, 1958) ou réponse différée du milieu. Comme nous l'avons déjà souligné en introduction, la précision de l'instrument de mesure est très élevée et la qualité des mesures dépend

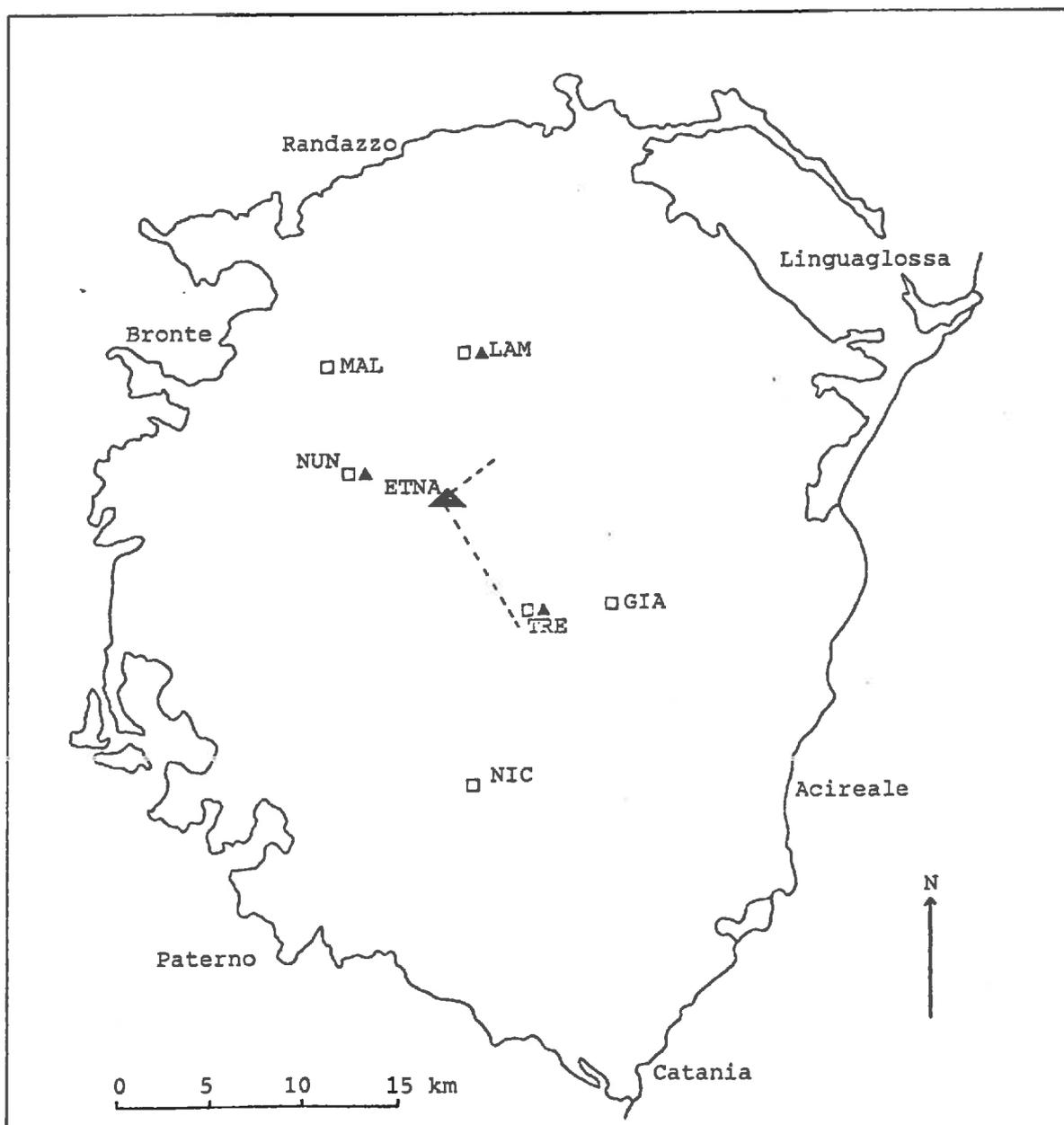


Figure 2.3 : Emplacement des stations d'inclinométrie mises en place à l'Etna en 1986-1987.

essentiellement du choix du site qui doit être dépourvu au maximum de variations thermiques et constitué de roche suffisamment massive et étendue pour pouvoir admettre que les mouvements des instruments sont représentatifs des mouvements d'ensemble de la région considérée.

### 5.1) Présentation du réseau de l'Etna

Ce réseau (*fig. 3*) a été installé en Octobre 1986 et Avril 1987 à peu près en même temps qu'était installé un autre réseau sur le Piton de la Fournaise à la Réunion (Dubois et Cheminée, 1989). Les stations sont situées à des altitudes allant de 700m à 1800m. Deux d'entre elles sont munies d'une télétransmission par satellite, les autres d'un enregistreur numérique. La résolution moyenne des inclinomètres a été fixée à 0.15 micro-radian et la plage de mesure correspondante est d'environ 600 micro-radian. Une telle étendue de mesure s'est avérée suffisante pour ne jamais avoir à modifier le réglage des instruments (même lors de l'éruption de Septembre durant laquelle l'appareil de TRE a enregistré un mouvement couvrant le tiers de sa plage de mesure. Chaque station est équipée d'une mesure de la température ambiante. Les sites choisis sont de profondes grottes de lave ou galeries, à l'exception des deux stations munies de télétransmission pour lesquelles la distance entre électronique et antenne est limitée à une vingtaine de mètres. Dans la mesure du possible, pour simplifier le traitement ultérieur des données, les appareils ont été organisés en composantes radiale et tangentielle ou en composantes Nord-Sud et Est-Ouest. L'orientation a été faite à la boussole à proximité des instruments et en utilisant les cartes des grottes éditées par le Groupe de Spéléologie de Catane. L'incertitude peut atteindre la dizaine de degrés. Cette précision est suffisante pour apprécier la validité des premiers résultats et des mesures plus précises seront effectuées ultérieurement si nécessaire. Une neuvième station, Torre del Filosofo, située dans une grotte à proximité des cratères sommitaux sera installée en Octobre 1987.

### 5.2) Résultats après trois ans de fonctionnement

#### 5.2.1) Influence des paramètres météorologiques

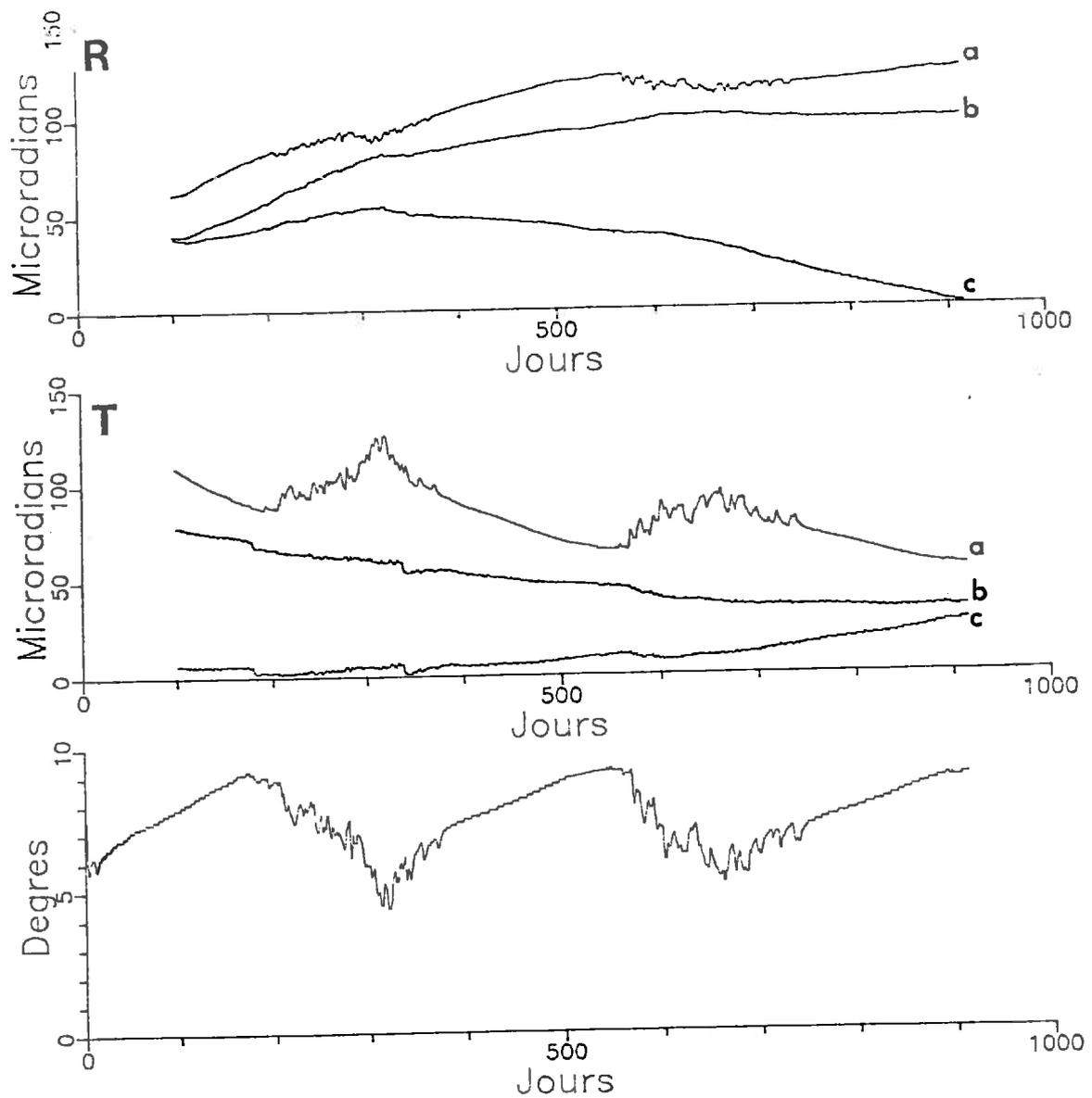


Figure 2.4 : Traitement des données inclinométriques (exemple de la station de MAL). Les données brutes radiales (R.a) et tangentielles (T.a) sont fortement corrélées avec la température mesurée dans la station. On corrige de la température en ajoutant au signal une fonction linéaire de la température (R.b et T.b). On corrige ensuite de la dérive en supposant une dérive linéaire déterminée par moindres carrés (R.c et T.c).

Les premiers résultats après une année et demie d'installation ont concerné la mise en évidence d'un cycle thermique annuel et les moyens de correction correspondants. Pour déterminer la résolution des appareils en fonction de la durée de mesure, nous avons utilisé le calcul de la densité spectrale de bruit comme l'ont proposé Mortenson *et al.* (1987). Nous avons trouvé pour nos stations des ordres de grandeur des résolutions comparables avec celles de ces auteurs (qui utilisent des appareils différents, instruments en forage de faible profondeur de type Westphal ou Rockwell/Kinometrics. Les résultats relatifs à ce sujet pour la période Avril 1987-Avril 1988 sont présentés en annexe (*annexe 1*). Un exemple de correction de température est montré en figure 4. La période qui a suivi l'installation des appareils a été caractérisée par de nombreux mauvais fonctionnements liés à un mauvais équipement électrique et à un choix du pas d'acquisition trop rapide qui fait que certaines stations n'ont pas pu être visitées à temps en raison de la neige tardive. Par la suite, nous avons modifié les programmes d'acquisition et augmenté l'énergie disponible (ainsi que celle des ordinateurs d'acquisition initialement de 4 mois et portée à 2 ans). A présent, la fréquence des visites peut être d'un an. De plus la mesure de température a été ajoutée par la suite dans toutes les stations. Egalement, certains enregistreurs fonctionnant initialement avec une résolution de 8 bits ont été portés à 12 bits peu après le début de l'expérience.

### 5.2.2) Dérive à long terme des appareils

La question de la dérive à long terme des appareils n'est pas très simple puisque justement nous nous intéressons à des signaux à long terme. A priori, il a été démontré à plusieurs reprises que les appareils développés à l'I.P.G. étaient très stables à long terme (de l'ordre de  $0.1 \mu\text{rd}/\text{an}$ ). Le seul problème pratique qui se pose parfois est le problème de rouille de la cellule photoélectrique réalisant la mesure (faussant la mesure). Dans le cas de l'Etna, environ 10 % des cellules ont rouillé durant les trois premières années d'expérimentation, ce type d'incident étant la principale source de non fonctionnement. Afin de contrôler les dérives possibles des inclinomètres, nous avons installé au dessus ou au voisinage de la plupart des stations des croix de nivellement ou des réseaux de microgéodésie permettant un contrôle indépendant. La précision de mesure de ces réseaux de contrôle ne dépasse pas 5 à  $10 \mu\text{rd}$ .

### 5.2.2) Inclinaisons associées à l'éruption de 1989

Figure 2.5 : Signaux enregistrés durant les deux premières années de mesures à l'Etna, dans les six stations non télétransmises. Les courbes sont corrigées de l'effet thermique diurne. Certains sites (TRE, NUN, LAM) montrent un cycle thermique annuel qui pourrait être en partie corrigé.

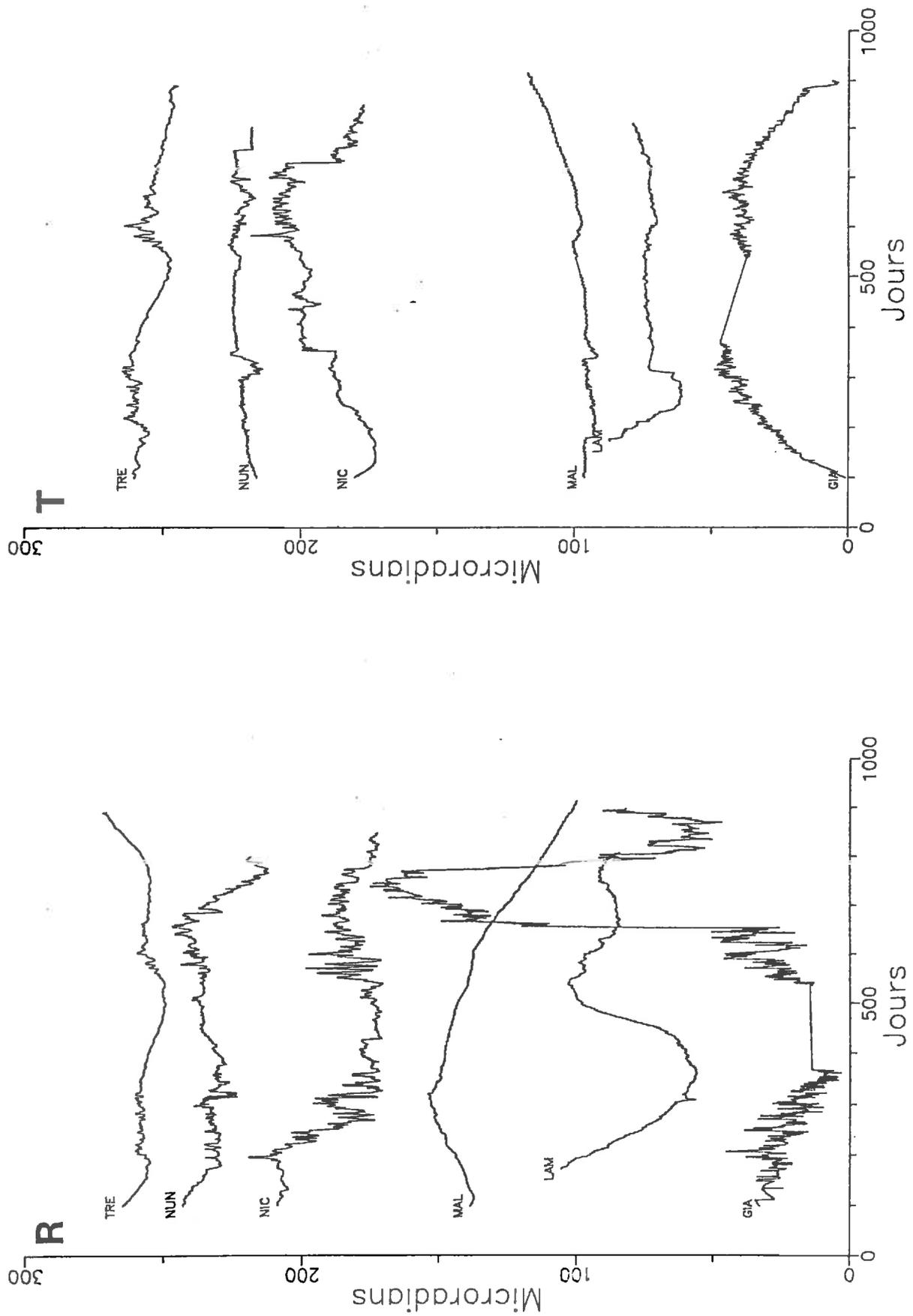


Figure 2.6 : Exemple d'inclinaisons observées au cours de la reprise d'activité au cratère SE de l'Etna en Mars 1988, à la station TDL située à 500m du cratère. Les mouvements sont très importants (les deux pics sur la composante radiale coincident avec des périodes de forte activité microsismique dans le cratère SE).

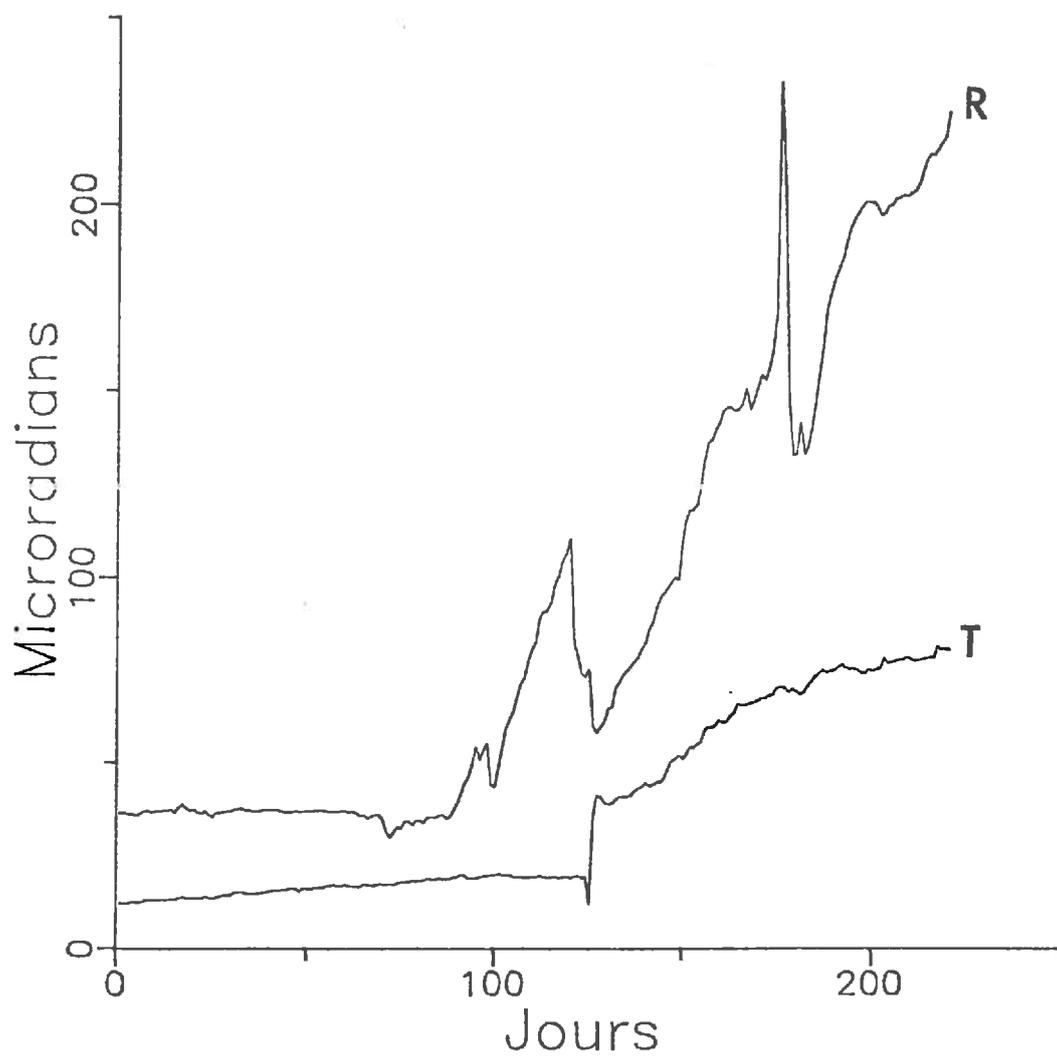
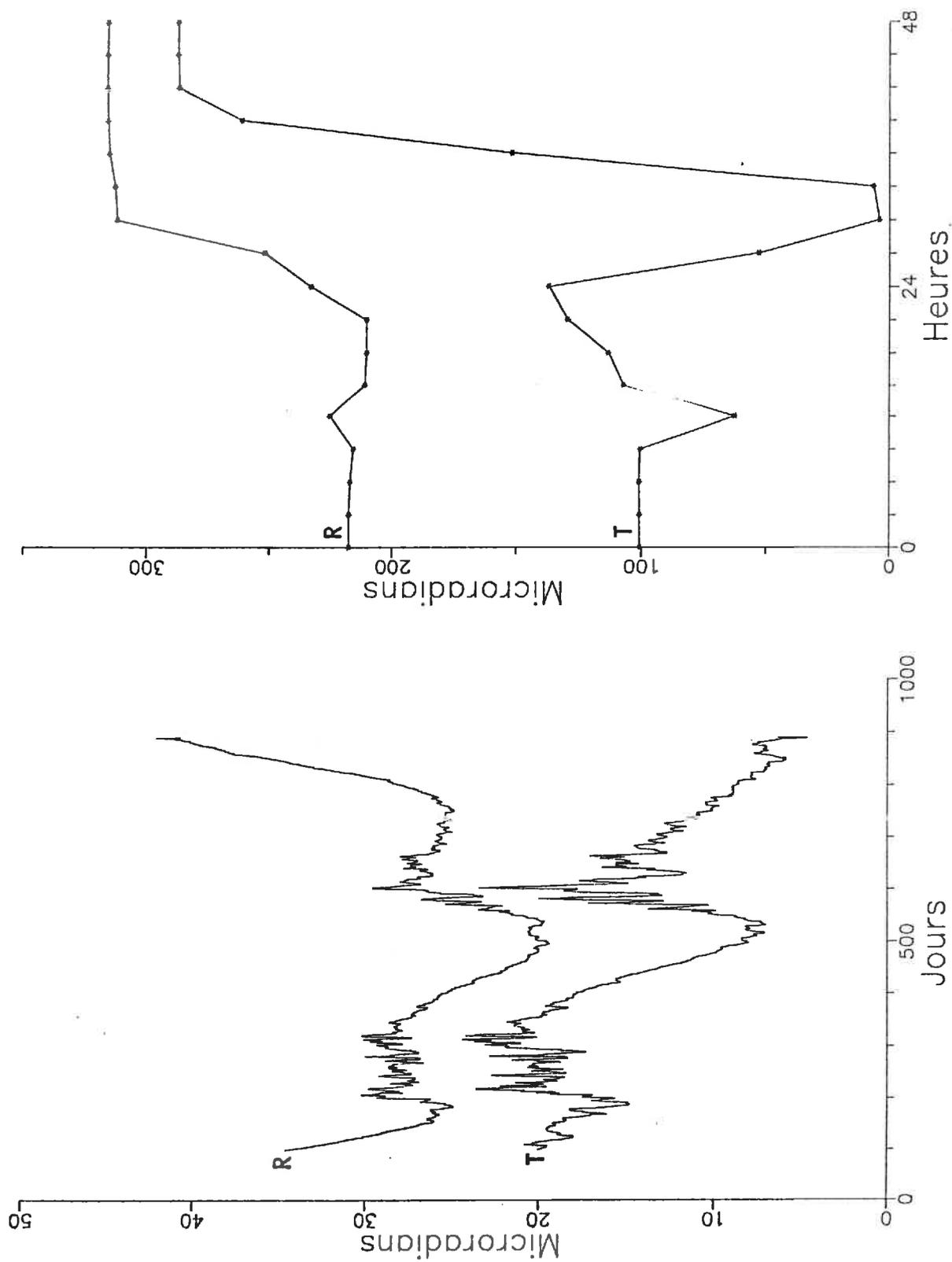


Figure 2.7 : Exemple d'inclinaisons observées dans la station TRE avant l'éruption de Septembre 1989 (gauche) et pendant la propagation d'une fracture de 6km de long dans le secteur SE du volcan (voir annexe 5) (droite). La figure de gauche montre clairement un changement de comportement de l'inclinomètre radial à partir de l'été 1989 (environ 10  $\mu$ rd de gonflement en direction du sommet). Sur la figure de droite, noter l'amplitude des inclinaisons enregistrées durant la propagation de la fissure.



Les premiers mouvements décelables ont été enregistrés au cours de la crise éruptive de Septembre 1989 (*chapitre 5 et annexe 1*). La figure 5 montre le type de signal obtenu en deux ans et demi d'enregistrement. On voit par exemple qu'une station comme GIA donne des signaux beaucoup trop élevés pour être vraisemblables. La figure 7 montre les mouvements associés à la dernière éruption à l'Etna en Septembre 1989 (*chapitre 5 et annexe 1*). Enfin la figure 7 montre un exemple d'enregistrement d'une station télétransmise et qui a détecté de fortes variations en Mars 1988 pendant le réveil du cratère Sud-Est voisin.

## 6) CONCLUSIONS

Le réseaux de l'Etna, installé en 1986-87, est la suite logique des travaux préliminaires effectués en 1984 et 1985 au cours desquels des stations expérimentales avaient été placées dans deux sites sur le volcan. Ces travaux préliminaires ont consisté en la sélection des sites possibles pour installer les inclinomètres (recherche de grottes et galeries) et en l'installation de stations expérimentales destinées à tester le matériel et évaluer les inclinaisons prévisibles en un site donné. Les développements futurs des réseaux dépendront de la qualité des enregistrements, de la fiabilité à long terme du matériel. Les expérimentateurs se sont toujours obstinés à installer des inclinomètres en profondeur pour se protéger des fluctuations thermiques, mais du même coup les expériences souffrent énormément des effets de précipitations (variations de la quantité d'eau - de pression - d'eau dans les micro-fissures). Par conséquent il n'est pas évident qu'il ne faille pas revenir à l'idée qu'il vaut mieux corriger correctement d'un effet thermique bien mesuré avec un appareil placé sur une dalle (éventuellement artificielle) à la surface du sol plutôt que de placer des appareils sous terre et de ne pas savoir corriger des effets de précipitation. Cette idée est renforcée par le fait étonnant que les inclinomètres soient des outils si performants en géotechnique et si critiqués en géophysique. Par exemple nous avons réalisé une expérience d'étude en continu des inclinaisons du réfrigérant atmosphérique de Golfech sous l'effet du vent et de la température qui a donné d'excellentes mesures et de plus a donné des ordres de grandeur en bon accord avec ce que nous attendions théoriquement. Le fait que peu de bons résultats soient retirés des études géophysiques en utilisant des inclinomètres est par conséquent nécessairement lié au fait que par rapport à un ouvrage d'art, la Terre est beaucoup moins homogène, et la fonction de transfert liée aux perturba-

---

tions locales est mal connue. Par conséquent pour le futur, il faut envisager de se mettre dans des conditions telles que l'on ait le moyen de mesurer la fonction de transfert liée à la température d'une part et que l'on soit sûr de ne pas être sensible aux effets de précipitation mal quantifiables donc difficiles à corriger.

---

**BIBLIOGRAPHIE**

- Agnew D.C., 1986. *Strainmeters and tiltmeters*. Reviews of Geophysics, 24, 579-624.
- Berrino G., Corrado G., Luongo G., Toro, B., 1984. *Ground deformation and gravity changes accompanying the 1982 Pozzuoli uplift*. Bull. Volcanol., 47-2, 187-200.
- Bianchi R., Coradini A., Federico C., Giberti G., Lanciano P., Pozzi J.P., Sartoris G. and Scandone R., 1987. *Modeling of surface deformations in volcanic areas: the 1970-1972 and 1982-1984 crisis of Campi Flegrei, Italy*. J. Geophys. Res., 92, 14139-14150.
- Blum P.A., 1963. *Contribution à l'étude des variations de la pesanteur en un lieu*. Ann. Geophys., 19(3), 215-243.
- Blum P.A. and Hatzfeld D., 1970. *Etude régionale de l'influence océanique sur l'inclinaison, premiers résultats à la station de Moulis*. Obs. Roy. Belgique, 6<sup>e</sup> symposium international sur les marées terrestres, 102-105.
- Bonafede M., Dragoni M and Quarenì F., 1986. *Displacement and stress produced by a centre of dilation and by a pressure source in a viscoelastic half-space: application to the study of ground deformation and seismic activity at Campi Flegrei, Italy*. Geophys. J.R. astr. Soc., 87, 455-485.
- Briole P., Gaulon R., Nunnari G., Puglisi G and Ruegg J.C., 1989. *Measurements of Ground Movement on Mount Etna, Sicily : a systematic plan to record different temporal and spatial components of ground movement associated with active volcanism*. in : Proceedings of the workshop on volcanic seismology, Capri, Italy, 1988.
- Cornet F.H. and Desroches J., 1989. *The problem of channelling in hot dry rock reservoirs*.
- Dragoni M., Bonafede M. and Boschi E., 1984. *On the interpretation of slow ground deformation precursory to the 1976 Friuli earthquake*. Pageoph, 122, 781-793.
- Dubois J. et Cheminée J.L., 1989. *Volcans sous surveillance*. La Recherche, supplément: Risques naturels et technologiques, 212, 22-25.
- Duclaux S., 1959. *Séismométrie théorique*. Gauthier-Villars, Paris, Mémorial des sciences physiques. Fasc LXIV.
- Harrison J.C., 1976. *Cavity and topographic effects in tilt and strain measurements*. J. Geophys. Res., 81, 319-328.
- Haubrich R.A., 1965. *Earth noise, 5 to 500 millicycles per second -1. Spectral stationarity, normality and nonlinearity*. J. Geophys. Res., 70, 1415-1427.
- Henbest S.N., Mills A.A. and Ottey P., 1978. *Two tiltmeters and one integrating seismometer for the monitoring of volcanic activity, and results of some trials on Mount Etna*. J. Volcanol. Geoth. Res., 4, 133-149.
- Johnston M.J.S. and Mortenson C.E., 1974. *Tilt precursors before earthquakes on the San Andreas fault, California*. Science, 186, 1031-1034.

- 
- Lesage P., 1982. *Développements de méthodes en vue de l'étude des déformations sismotectoniques du sous-sol*. Thèse de Doctorat de 3<sup>e</sup> cycle. Université Paris VI.
- Mogi K., 1958. *Relations of the eruption of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them*. Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 36, 99-134.
- Mortenson C.E. and Hopkins D.G., 1987. *Tiltmeter measurements in Long Valley Caldera, California*. J. Geophys. Res., 92, 13767-13776.
- Murray J., 1981. *Les déformations de l'Etna à la suite de l'éruption de Mars 1981*. Bulletin PIRPSEV, 57.
- Peters J. and Beaumont C., 1985. *Borehole tilt measurements from Charlevoix, Québec*. J. Geophys. Res., 90, 12791-12806.
- Saleh B., 1986. *Développement d'une nouvelle instrumentation pour les mesures de déformations. Application au génie civil*. Thèse de doctorat de l'Université Paris VI.
- Verbaandert J. and Melchior P., 1961. *Les stations géophysiques souterraines et les pendules horizontaux de l'Observatoire Royal de Belgique*. Obs. Royal de Belgique, Monographies 7.
- Wadge G., Horsfall J.A.C., Brander J.L., 1975. *Tilt and strain monitoring of the 1974 eruption of Mount Etna*. Nature, 254, 21-23.
- Walsh J.B. and Decker R.W., 1971. *Surface deformation associated with volcanism*. J. Geophys. Res., 76, 3291-3302.
- Wyatt F. and Berger J., 1980. *Investigations of tilt measurements using shallow borehole tiltmeters*. J. Geophys. Res., 85, 4351-4362.

## CHAPITRE 3

### MESURE DE MOUVEMENTS HORIZONTAUX

#### UN INSTRUMENT DE MESURE DE DISTANCE A DEUX LASERS : LE GEORAN

##### INTRODUCTION

Le principe des appareils électromagnétiques de mesure de distance est basé sur l'émission d'une onde lumineuse modulée avec une fréquence variable comprise typiquement entre 1MHz et 1GHz, soit des longueurs d'onde comprises typiquement entre 1m et 1km. La mesure de distance est basée sur la mesure du déphasage entre le signal incident et le signal réfléchi sur un prisme à l'extrémité du rayon lumineux. Cette mesure effectuée pour différentes fréquences de modulation connues de l'utilisateur permet de déduire la distance. Le principe des distancemètres à deux couleurs a été proposé pour la première fois par Prilepin (1957) afin de rendre la mesure moins dépendante de l'indice de réfraction de l'air. La mesure en deux couleurs exploite tout simplement la propriété qu'a l'atmosphère d'être un milieu dispersif pour les ondes lumineuses. Une situation identique existe d'ailleurs avec GPS vis à vis de l'ionosphère (*chapitre 4*). Cette propriété permet de s'informer sur l'indice de réfraction du milieu traversé sans le mesurer directement. Par voie de conséquence, il est possible de corriger au premier ordre les erreurs liées à la méconnaissance de ce milieu. Dans le cas des ondes lumineuses, la quantité qui apparaît en premier dans l'erreur de propagation pour une seule couleur est le rapport pression/température. Cette quantité est éliminée quand on utilise deux couleurs, et le paramètre critique devient la pression partielle de vapeur d'eau. Il s'agit ainsi, dans un cas très différent, d'un problème rencontré pour les mesures GPS (*chapitre 4*) puisque comme nous le verrons les mesures GPS qui utilisent des ondes décimétriques sont également sensibles au paramètre pression partielle de vapeur d'eau. Pour un distancemètre à deux couleurs, les valeurs de précision habituellement annoncées sont de 0.1ppm contre 1ppm avec une seule couleur, soit un gain d'un facteur 10. Evidemment, pour obtenir une telle précision, l'on doit encore effectuer la mesure des paramètres météorologiques, et même être très soigneux car les mesures d'humidité sont plus délicates que les mesures de température. Il faudrait un

appareil à trois couleurs pour éviter vraiment les mesures de paramètres météorologiques.

Je travaille actuellement à l'I.G.N. à la mise en oeuvre d'un appareil à deux couleurs, le Georan II. L'appareil est déjà entièrement réalisé du point de la mécanique, de l'optique et de l'électronique. Kasser (1982) en a décrit une première version ainsi que l'historique de fabrication dans les années 1970, en Angleterre, d'un autre appareil du même type, le Georan I. L'intérêt de cet appareil est qu'il est extrêmement compact (18 kg) et qu'il est directement piloté par ordinateur. Actuellement, les questions restant à régler pour rendre cet appareil opérationnel sur le terrain sont : la réalisation du logiciel de commande de l'instrument, l'amélioration de la stabilité du modulateur et les tests. Je présente dans la suite une brève théorie des appareils à deux couleurs puis la description des principales caractéristiques de la version actuelle du Georan II développé à l'I.G.N et à la SOPRA et enfin quelques premiers résultats.

## 1) THEORIE DES APPAREILS A DEUX COULEURS

Je donne les équations générales des appareils à deux couleurs puis j'insiste sur la question du terme lié à la propagation dans l'atmosphère. C'est ce terme qui constitue la limite physique à l'amélioration des mesures et ce parce qu'il est lié à la propagation et donc n'est pas contrôlé par l'expérimentateur. Il n'y a a priori pas de limitation à la diminution de tous les autres termes d'erreurs (centrage mécanique, fréquence d'horloge, ...) puisqu'ils dépendent de l'opérateur. Je n'aborderai donc pas les erreurs découlant de la technologie, sauf une fois, pour la fréquence de l'oscillateur et la fréquence de modulation parce qu'elles interviennent directement dans le principe de l'appareil et ses limitations.

### 1.1) Mesure de la longueur d'onde dans un milieu matériel

Nous admettrons qu'il n'y a pas de courbure des rayons lumineux. Pour un stadimètre électronique à lumière modulée, la distance est donnée par :

$$D = \frac{1}{2} \left( N + \frac{\Delta\phi}{2\pi} \right) \frac{c_0}{nf}$$

avec : N nombre entier,  $\Delta\phi$  déphasage entre modulation émise et modulation reçue, f fréquence de modulation,  $c_0$  vitesse de la lumière dans le vide et n indice de réfraction moyen de l'air sur le trajet de l'onde :

$$n = \frac{1}{D} \int_{\text{trajet}} n(x) dx$$

L'appareil produit f et mesure N et  $\Delta\phi$ . Appelons M (mesure) la quantité :

$$M = \frac{1}{2} \left( N + \frac{\Delta\phi}{2\pi} \right) \frac{c_0}{f}$$

Avec une seule couleur, l'utilisateur estime n et en déduit  $D = M/n$ .

Avec deux couleurs, l'utilisateur dispose de deux équations :  $D = M_1/n_1$  et  $D = M_2/n_2$

Ecrivons D sous la forme : 
$$D = D \left[ n_1 - \frac{n_1-1}{n_2-n_1} (n_2-n_1) \right]$$

afin de séparer les termes de mesures et ceux d'indice et d'obtenir :

$$D = M_1 - A (M_2 - M_1) \quad \text{avec} \quad A = \frac{n_1-1}{n_2-n_1}, \text{ terme lié aux indices.}$$

## 1.2) Indice de réfraction de l'air

### 1.2.1) Définition

L'air se comporte sensiblement comme un gaz parfait et les quantités  $n_i$  sont très proches de 1. C'est la raison pour laquelle on préfère manipuler plutôt le coindice de réfraction défini par :  $N_i = (n_i - 1) 10^6$ . En fonction des coindices, la quantité A s'écrit alors :  $A = N_1/(N_2 - N_1)$

En tout point, le coindice dépend de la longueur d'onde et des propriétés thermodynamiques du milieu soit  $\lambda$ , T et  $P_i$ , où les  $P_i$  sont les pressions partielles de chaque gaz du mélange constituant l'air. En fait, l'expérience montre que pour les précisions requises, nous pouvons considérer l'air comme un mélange d'oxygène, azote, eau plus d'autres gaz supposés en pourcentage standard et invariable. Nous savons par ailleurs que le rapport  $P_{O_2}/P_{N_2}$  est très stable. Par conséquent les pressions peuvent être caractérisées par deux grandeurs seulement : la pression atmosphérique  $P = \sum P_i$  et la pression partielle de vapeur d'eau notée  $P_v$ ; alors, en tout point  $N = f(P, T, P_v, \lambda)$ . La

dépendance de  $N$  en fonction de  $\lambda$  est définie de façon strictement empirique et plusieurs modèles ont été proposés (Barrell et Sears, 1939; Edlin, 1966). En fait, dans le cas d'un appareil à deux couleurs, il n'est pas nécessaire de chercher un modèle très sophistiqué parce que celui-ci agit de façon différentielle. De toutes façons on commet plus d'erreurs sur les paramètres à introduire dans le modèle que sur le modèle lui-même. C'est pourquoi j'adopte la formule approchée d'Edlin (1966) :

$$N = \alpha(\lambda) \frac{P}{T} - \beta(\lambda) \frac{P_v}{T}$$

Des valeurs tabulées de  $\alpha$  et  $\beta$  fonction de  $\lambda$  sont données par Kasser (1985).

En réécrivant la formule précédente sous la forme  $N_i = \alpha_i \frac{P}{T} - \beta_i \frac{P_v}{T}$

où  $\alpha_i, \beta_i$  sont relatifs aux deux fréquences, et en notant  $r = \frac{P_v}{P}$ , A s'écrit :

$$A = \frac{\alpha_1 - \beta_1 r}{(\alpha_2 - \alpha_1) - (\beta_2 - \beta_1) r}$$

On constate que le rapport  $P/T$  a bien disparu de la formule. Les ordres de grandeur de  $\alpha$  et  $\beta$  donnés par Kasser (1985) sont 110 et 15 respectivement, et leur sensibilité en fonction de la longueur d'onde  $d\alpha/d\lambda = -25$  par micron et  $d\beta/d\lambda = +5$  par micron. Avec de tels ordres de grandeur, sachant que  $r$  ne dépasse en général jamais 0.04, enfin sachant que la précision sur  $r$  n'est jamais meilleure que 2%, on s'aperçoit que A peut être développé simplement au premier ordre suivant la formule :

$$A = \frac{\alpha_1}{\alpha_2 - \alpha_1} + r \frac{\alpha_1 \beta_2 - \alpha_2 \beta_1}{(\alpha_2 - \alpha_1)^2}$$

### 1.2.2) Mesure de l'indice et erreurs

Il y a deux sources d'erreurs différentes : la première source d'erreur provient de l'estimation du coefficient A lui-même en fonction des paramètres qui le définissent. Dans le cas précis du Géoran, la valeur numérique de A déduite de la formule précédente est avec des longueurs d'onde de laser de 632.8 nm et 543.5 nm :

$$A = a - b r \quad \text{avec } a = 63.81 \quad \text{et } b = 22.81$$

L'erreur traduite en distance vaut donc :  $dx = dA (M_2 - M_1)$  en négligeant l'erreur sur la mesure des  $M$  par l'appareil. Comme  $(M_2 - M_1)$  est directement proportionnel à la distance, on en déduit :

$$dx/D = (n_2 - n_1) dA = (N_2 - N_1) 10^{-6} dA$$

En définitive, l'erreur relative sur l'estimation locale de A s'écrit pour le Georan :

$$e = b (N_2 - N_1) dr \text{ (en ppm)}$$

où  $dr$  est l'erreur sur la mesure de  $r$ .

Comme déjà dit plus haut, une valeur typique pour  $dr$  est de 0.001-0.002. On peut le vérifier en prenant par exemple  $P = 600$  mmHg,  $T = 20$  °C, et une incertitude de 1mmHg correspondant à peu près à une incertitude de 1 °C sur une mesure de température humide. En effet, comme dans le cas des mesures GPS (*chapitre 4*) l'expérience montre que la température humide locale ne peut pas être déterminée à mieux que 1-2°C. Avec les fréquences du Georan, une valeur typique pour  $(N_2 - N_1)$  est 5. On obtient donc une erreur relative pour l'estimation locale de  $A$  comprise entre 0.1 et 0.2 ppm.

La seconde source d'erreur est bien plus importante. Elle provient du fait que les mesures de  $A$  sont ponctuelles alors qu'il faudrait calculer la valeur intégrée sur le trajet lumineux en écrivant :

$$A = \frac{1}{D} \int A(x) dx$$

Il n'y a presque rien à faire contre cette erreur sinon chercher à faire des mesures sur le trajet comme cela a parfois été fait pour les mesures GPS (Beutler *et al.*, 1987; Briole et Ruegg, 1989). En général on se contente donc de la formule :  $A = (A_e + A_r)/2$  avec  $A_e$  et  $A_r$  relatifs à l'émetteur et au récepteur. Comme pour toutes les mesures de distances, c'est cette erreur qui limitera en fin de compte la précision des mesures. De plus, dans le cas de l'humidité, on sait que cette grandeur n'est pas du tout homogène et que par conséquent les mesures locales ne sont jamais représentatives de l'ensemble du milieu rencontré sur le trajet de l'onde. Dans tous les cas on aura intérêt à travailler de nuit et par temps froid.

## 2) DESCRIPTION DU GEORAN

Le schéma de principe de l'optique du Georan est donné en figure 1 et le synoptique des circuits électroniques en figure 2.

### 2.1) Les lasers

Le Georan II emploie deux lasers indépendants, un rouge et un vert. Ce sont des laser Helium-Néon continus. Les raies émises sont respectivement de 632.8 nm et 543.5 nm et les puissances de 5 mW et 0.5 mW devraient permettre des portées de

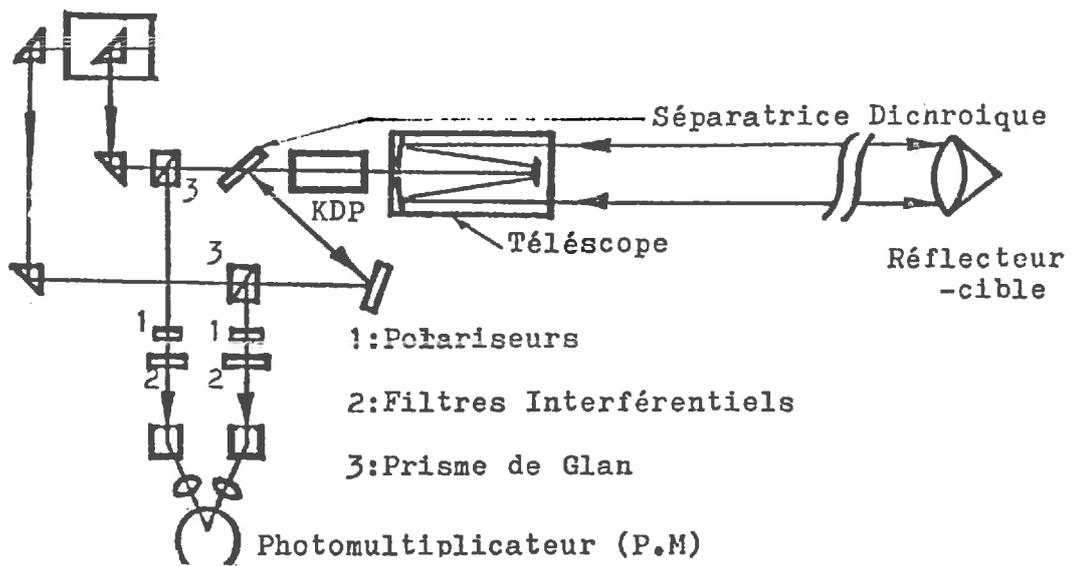


Fig. 1

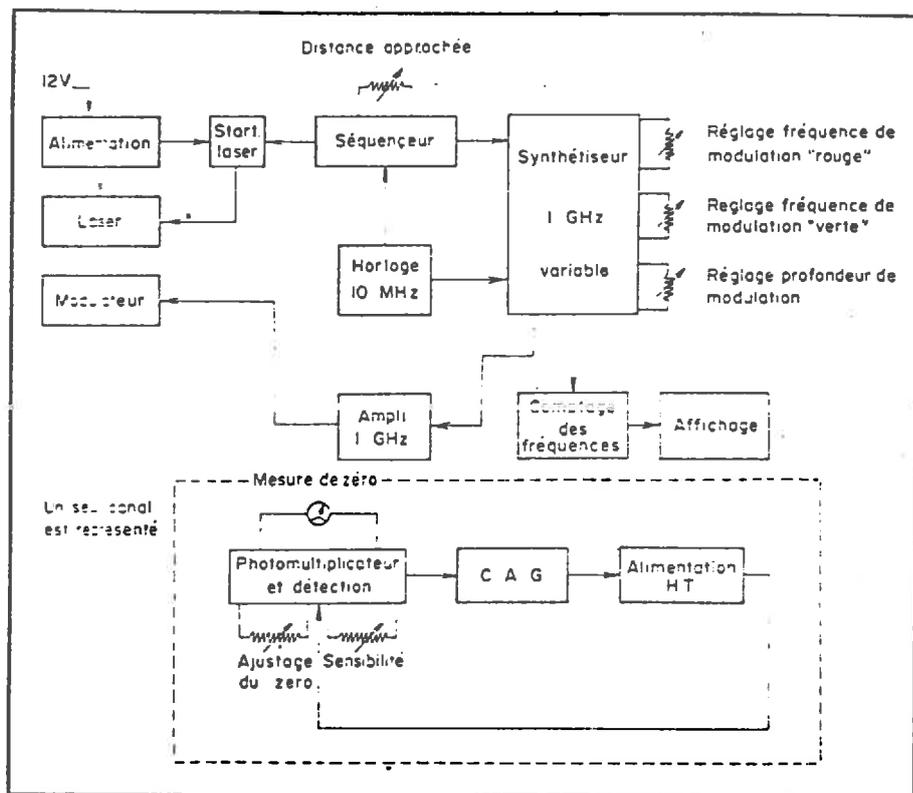


Fig. 2 — Synoptique des circuits électroniques.  
 — Electronic schematic diagram.

l'ordre de 50 km (Kasser a réalisé 196 km avec 27 mW et 93 km avec 5 mW, en opérant de nuit naturellement). La stabilité des lasers en fréquence et en puissance est largement suffisante. Un inconvénient des lasers Helium-Néon est qu'ils nécessitent des hautes tensions d'alimentation, plusieurs kV dans le cas du Georan.

## 2.2) Le système de modulation

Ce système constitue la base de tout appareil de mesure de distance. Dans le cas du Georan, le principe utilisé consiste à créer une modulation de longueur d'onde 30 cm de la porteuse laser. Cette modulation est légèrement réglable de 1.5 mm, c'est à dire de 0.5 %, et c'est précisément sur cette possibilité de réglage qu'est basée la mesure. En effet, dans le Georan, la technique consiste à procéder à un balayage sur la plage de modulation en cherchant les longueurs d'ondes pour lesquelles le signal retour est en quadrature de phase avec le signal aller. La connaissance de ces longueurs d'onde particulières permet ensuite le calcul de la distance. Il y a donc deux points bien différents abordés ici : d'une part, comment créer une modulation à 30 cm de la porteuse lumineuse; d'autre part, comment détecter des configurations particulières du signal retour par rapport au signal aller. Le second point n'est pas très simple, il se résoud au moyen d'un polarisateur judicieusement placé suivi d'un système de détection (par exemple un photomultiplicateur). Le premier point, abordé dans la suite est celui du système de modulation, est moins classique. La portée minimum du Georan se déduit grossièrement des chiffres précédents. En effet, si l'on fait une mesure par détection de deux minimums successifs, il faut pouvoir balayer une plage de l'ordre de 1.5 longueur d'onde.

**Or la capacité de réglage est de 0.5 %, donc pour pouvoir décaler d'une longueur d'onde et demie, il faut donc au moins 300 longueurs d'onde ce qui équivaut à peu près à 100m qui est ainsi la portée minimum du Georan.**

Par conséquent, au cours du balayage on rencontrera d'autant plus de minimums que la distance sera grande. Le modulateur utilisé dans le Georan est un cristal de Potassium DI-hydrogène Phosphate (en abrégé, KDP). Ce cristal possède des propriétés de biréfringence sous l'effet d'un champ électrique. Pour le signal polarisé issu du laser, la traversée du KDP modulé se traduit par un changement de l'état de polarisation qui

de plane devient généralement elliptique. L'angle de rotation maximum est proportionnel à la longueur  $a$  du KDP, inversement proportionnel à la longueur d'onde  $\lambda$  de la lumière et proportionnel à l'amplitude du champ électrique modulant :

$$\psi = \frac{kEa}{\lambda}$$

$k$  est un coefficient qui varie entre 0.5 et  $1 \cdot 10^{-10} \text{ m V}^{-1}$

$a = 12 \text{ mm}$  pour le Georan

L'angle de rotation varie donc au cours du temps, modulé par la fréquence du champ électrique.

Pour détecter une onde retour en quadrature de phase avec l'onde aller, il faut que le KDP déphase d'au moins  $\pi/4$ . Le coefficient  $k$  étant peu élevé, cette condition impose la mise en oeuvre d'une tension électrique élevée aux bornes du KDP, capable de créer un champ de l'ordre de  $10^6 \text{ V/m}$ . Il est très difficile de réaliser de tels champs à des fréquences aussi élevées que 1GHz. La solution qui consiste à augmenter la longueur  $a$  du cristal pour abaisser la tension nécessaire n'est pas valable car la capacité équivalente du cristal devient trop élevée et on ne peut plus l'alimenter correctement. La solution retenue, dans le Georan, pour créer une forte tension aux bornes du KDP a été d'incorporer le cristal dans un circuit résonnant, en lui faisant jouer le rôle de capacité; l'accord est obtenu en faisant varier le coefficient de self-induction du reste du circuit. On réalise ainsi un coefficient  $Q$  de surtension qui atteint environ 300. Ce coefficient est inversement proportionnel à la bande passante du circuit accordé. Cela correspond à une bande passante légèrement plus petite que la largeur de modulation, et il faut parfois réaccorder le circuit résonnant (compte tenu de la fréquence de modulation de 1GHz, il s'agit en fait d'une cavité résonnante qui est accordée mécaniquement par un noyau plongeur). L'autre solution de mesure de distance consistant à faire se succéder des fréquences en décades, aurait imposé de résoudre ce problème d'accord de l'oscillateur sur chaque fréquence.

### 2.3) L'optique

La partie optique (*fig. 1*) est destinée à acheminer l'onde non modulé du laser au modulateur, puis envoyer l'onde modulée à l'extérieur, la récupérer et enfin la transmettre au photomultiplicateur.

### *2.3.1) L'optique pour les rayons incidents du laser au modulateur*

Chacun des lasers émet des ondes polarisées. Pour chaque couleur, le laser est orienté de telle sorte que l'onde incidente traverse entièrement un prisme de Glan. En effet, le prisme de Glan laisse passer uniquement la lumière polarisée dans un plan et réfléchit celle polarisée perpendiculairement. Ce prisme assure ainsi un double rôle : il élimine la lumière incidente non polarisée dans le plan désiré et réfléchit uniquement la composante désirée du signal retour, celle polarisée perpendiculairement. D'autres prismes regroupent et alignent correctement les faisceaux sur l'axe modulateur-télescope.

### *2.3.2) Le télescope*

Dans le bilan énergétique total de l'appareil, la divergence à l'émission procure le plus lourd de tous les facteurs de perte. Or, on sait que la divergence est sensiblement inversement proportionnelle à la section du faisceau émis. Par conséquent il faut agrandir le faisceau le plus possible. On réalise ceci au moyen d'un dispositif afocal de Cassegrain qui agrandit le faisceau aux alentours de 9 cm de diamètre. Naturellement le faisceau retour est rassemblé dans le chemin inverse. Le télescope ne modifie pas la polarisation de la lumière.

### *2.3.3) L'optique pour les rayons réfléchis du modulateur au photomultiplicateur*

A la sortie du modulateur, les signaux retour rouge et vert sont séparés au moyen d'une séparatrice dichroïque (traversée sans effet à l'aller). Chaque signal retour est ensuite séparé du signal aller au moyen d'un prisme de Glan comme on l'a vu précédemment. Les faisceaux traversent ensuite un polarisateur correctement orienté par rapport au reste du montage pour ne conserver que l'onde polarisée perpendiculairement à l'onde incidente.

### *2.3.4) Filtres interférentiels et photomultiplicateur*

Le photomultiplicateur est la dernière étape de la partie optique. Avant d'attaquer le

photomultiplicateur, chaque lumière est filtrée. C'est la grande monochromaticité du laser qui permet de disposer avant l'entrée dans le photomultiplicateur deux filtres interférentiels (un par couleur). Ces filtres à bande étroite (0.5 nm) améliorent considérablement le rapport signal/bruit (c'est à dire laser modulé/lumière ambiante) et permettent de mesurer de jour. Le même photomultiplicateur est utilisé pour les deux lasers. Il s'agit d'un photomultiplicateur à haute sensibilité ayant une étendue spectrale de 185 nm à 930 nm. Le gain du photomultiplicateur est réglable par sa tension d'alimentation.

#### 2.4) Les circuits électroniques

Les grandes unités électroniques sont la partie photomultiplicateur (réglage de seuil et amplification), la partie alimentation des lasers, la partie modulation et la partie commande-détection. Je donne simplement quelques informations sur la partie modulation (synthèse de la fréquence variable) car il est nécessaire de connaître ce point pour discuter la précision de l'appareil et la façon de le commander.

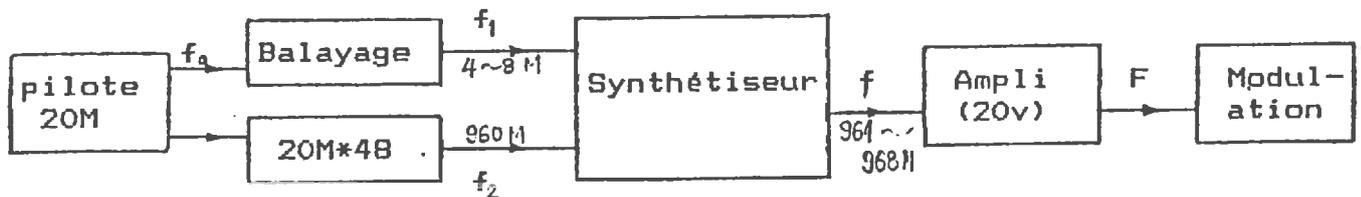


Fig. 3

La synthèse du signal de modulation HF se fait sur plusieurs étages (fig. 3), mais utilise à la base une horloge 20 MHz. C'est la stabilité de cette horloge qui conditionne

la précision de l'appareil de mesure. Le signal de cette horloge est utilisé pour générer une fréquence de 960 MHz. Le signal de l'horloge sert aussi dans la synthèse du signal BF à ajouter au 960 MHz pour produire la modulation variable. Ce sont les propriétés de ce signal BF qui conditionnent la résolution de l'appareil. Ce signal est d'abord élaboré au moyen d'un astucieux système de comptage numérique, suivi d'un filtrage. La plage de cette BF est comprise approximativement entre 1Hz et 10 MHz par pas de 1Hz. Le coefficient de qualité élevé du circuit oscillant de modulation (*voir plus haut*) ne permet d'exploiter cette plage que sur 5MHz, car en dehors, le KDP ne module plus assez. On a donc limité la plage utilisateur du Georan à 7MHz et ainsi déterminé le nombre de bits nécessaires pour définir la consigne de fréquence (23 bits). En ce qui concerne la résolution en fréquence, il est facile de vérifier que 1Hz est largement suffisant pour la précision désirée. En fait le point fondamental est la stabilité de l'horloge qu'il faut vérifier régulièrement.

### 3) LA MESURE DE DISTANCE

#### 3.1) Principe

Comme on l'a vu, par construction, le Georan est capable de détecter les fréquences de modulation telles qu'il y ait un nombre entier K de longueurs d'onde plus une demie sur le trajet aller-retour de l'onde. Cela s'écrit :

$$M = \frac{1}{2} \left( K + \frac{1}{2} \right) \frac{c_0}{f}$$

où M est la mesure,  $c_0$  la vitesse de la lumière dans le vide, f la fréquence de modulation et K un entier.

Le principe de la mesure est donc de chercher tout d'abord la liste des fréquences  $f_i$  qui vérifient la condition. Mais, cette liste ne suffit pas pour connaître M, puisque K n'est pas connu. Pour déterminer K, on utilise alors le fait que toutes les fréquences trouvées correspondent à des K successifs soit par exemple pour deux minimums successifs :

$$M = \frac{1}{2} \left( K + \frac{1}{2} \right) \frac{c_0}{f_i} = \frac{1}{2} \left( K + 1 + \frac{1}{2} \right) \frac{c_0}{f_{i+1}}$$

Ce système d'équations se résout pour M et K :

$$M = \frac{c_0}{2(f_{i+1} - f_i)}$$

$$K = \frac{f_i}{f_{i+1} - f_i} - \frac{1}{2}$$

K étant entier, nous pouvons le fixer à la valeur entière la plus proche et ainsi déduire la mesure précise de M. En fait il est en général impossible de trouver K en utilisant deux  $f_i$  voisins. Je ne le démontre pas, mais il est facile de comprendre intuitivement que l'on a intérêt à utiliser toute la plage de modulation disponible et donc à écrire les équations aux  $f_i$  pour des valeurs aux deux extrémités de la plage de modulation. Cette plage de modulation est théoriquement de 7 MHz, mais en raison du coefficient de qualité du circuit résonnant de modulation on ne peut vraiment compter que sur 4 MHz.

Soient  $f_1$  et  $f_2$  deux fréquences d'extinction aux extrémités de la plage de modulation.

On peut alors écrire :

$$M = \frac{1}{2} (K + 1) \frac{c_0}{f_1} = \frac{1}{2} \left( K + \frac{1}{2} + n \right) \frac{c_0}{f_2}$$

où n est le nombre d'interfranges comptées de  $f_1$  de  $f_2$ .

La résolution en M et K donne alors :

$$M = \frac{n c_0}{2 \Delta f} \text{ avec } \Delta f = f_2 - f_1$$

$$K = \frac{n f_2}{\Delta f} - \frac{1}{2}$$

### 3.2) Condition de fixation du nombre entier de longueur d'onde

On recherche quelle précision est nécessaire sur  $\Delta f$  pour fixer l'entier K. Etant donné que la longueur d'onde de modulation est de 30 cm, on ne pourra fixer l'entier K que si l'on peut estimer la valeur approchée de M avec un précision d'environ 0.2

longueur d'onde soit 6 cm. En différenciant la formule :  $M = \frac{n c_0}{2 \Delta f}$ ,

$$\text{il vient : } \frac{\delta M}{M} = \frac{\delta(\Delta f)}{\Delta f}$$

$$\text{soit : } \delta(\Delta f) = \frac{\Delta f}{M} \delta M$$

Numériquement, avec  $\Delta f = 4\text{MHz}$  et si l'on exprime M en km il vient :  $\delta(\Delta f) = 240/M$

Si l'erreur sur  $\delta(\Delta f)$  est la somme quadratique des erreurs sur  $f_1$  et  $f_2$ , on doit diviser

la valeur trouvée par  $\sqrt{2}$ , soit  $\delta(f_i) = 160/M$

Par conséquent, pour une distance de l'ordre de 10 km, il faut une précision de 16 Hz sur la détermination des fréquences  $f_i$ , soit pas beaucoup plus que la résolution en fréquence de l'appareil (1 Hz). C'est là tout le point délicat du Georan, en raison de la faible plage de balayage de la modulation. La recherche de l'entier K nécessite donc un bon rapport signal/bruit, pour une bonne détection des minimums du signal retour. Cette recherche est difficile de jour.

### 3.3) Précision une fois l'entier trouvé

Il y a deux façons de trouver l'entier K : soit l'on parvient à le faire avec le Georan lui-même, soit on peut utiliser un autre appareil de mesure de distance moins précis pour donner la distance approchée. Supposons cet entier trouvé. Il est alors très facile d'obtenir la précision analytique de mesure requise. En effet, reprenons la formule in-

$$\text{itiale : } M = \frac{1}{2} \left( K + \frac{1}{2} \right) \frac{c_0}{f}$$

En différentiant, il vient :

$$\frac{\delta M}{M} = \frac{\delta f}{f} \text{ soit } \delta M = M 10^{-9} \delta f$$

Par conséquent, pour une distance de 10 km par exemple, nous voyons que  $\delta M$  exprimé en mm s'écrit  $\delta M_{\text{mm}} = \frac{\delta f}{100}$ . Or à 10 km, une précision du ppm correspond à 1mm donc il suffit cette fois de connaître  $f$  à 100 Hz près soit une ordre de grandeur de précision en moins que pour la fixation de l'entier. Alors dans le cas où l'on a pu fixer l'entier avec le Georan lui même, on connaît *de facto* la distance avec une précision bien meilleure que les erreurs de propagation. Dans le cas où l'on n'a pas pu fixer l'entier avec le Georan, mais que l'on a dû utiliser un appareil annexe, la précision requise paraît facile à obtenir. Je donne un dernier ordre de grandeur avant de clore ce paragraphe : il s'agit de la valeur  $\frac{\delta(\Delta f)}{\Delta f_{\text{unitaire}}}$ ,  $\Delta f_{\text{unitaire}}$  étant le  $\Delta f$  pour deux fréquences successives. Il est possible de démontrer que ce rapport est une constante et vaut  $\frac{1}{2000}$  pour la fixation de l'entier. Cet ordre de grandeur correspond à la résolution qui est nécessaire pour la reconnaissance d'un minimum dans la courbe, grossièrement sinusoïdale, tension de sortie PM fonction de la fréquence.

## 4) LA COMMANDE PAR ORDINATEUR

Le Georan ne possède aucun bouton de réglage, il est entièrement commandé par ordinateur. La commande est réalisée actuellement par un ordinateur Epson HX20. Cependant la commande par IBM PC portable est à l'étude actuellement. La vitesse de mesure est limitée intérieurement par la vitesse à laquelle le Georan peut balayer sa plage de fréquence et par la vitesse de l'ordinateur pour certaines tâches, extérieurement par le nombre de balayages nécessaires pour avoir un rapport signal/bruit suffisant.

### 5) ERREURS FIXES ET CONSTANTE D'APPAREIL

Les diverses erreurs fixes du Georan (centrage, ...) ont déjà été étudiées lors d'un stage à l'I.G.N. par Sheng (1988). La constante d'appareil sera déterminée avec une précision millimétrique sur la base d'étalonnage de l'I.G.N. à Armainvilliers.

### 6) PREMIERS RESULTATS DE MESURES

Les premiers essais du Georan se déroulent actuellement à l'I.G.N. sur une base de 4km. Un essai de mesure à plus grande distance (14km) a par ailleurs été effectué dans les Pyrénées en Octobre 1989. En ce qui concerne les essais effectués à Paris le problème actuel est la fixation de l'entier qui a souvent été impossible. Une mesure approchée avec un autre appareil de mesure de distance est donc actuellement nécessaire.

### CONCLUSIONS

Le GEORAN devrait être opérationnel dans un avenir assez proche. Cet appareil permettra de mesurer les distances avec une précision de l'ordre de  $10^{-7}$ . Cet appareil sera tout à fait adapté à la mesure de distances comprises entre 10 et 50km. Dans cette gamme, cette méthode de mesure sera tout à fait compétitive, voire meilleure que les distances déduites de mesures par satellite. Cet appareil est très portable (18kg). Pour des distances inférieures à quelques kilomètres, l'utilisation du GEORAN ne sera pas

---

très justifiée face à des appareils récents comme le WILD DI3000, et cet appareil ne peut pas mesurer des distances inférieures à la centaine de mètres.

## REFERENCES

Barrel and Sears, 1939. *The refraction and dispersion of air for the visible spectrum*. Phil. Trans. R. Soc. Am., 238, 1.

Beutler G., Bauersima I., Gurtner W., Rothacher M., Schildknecht T. and Geiger A., 1987. *Atmospheric refraction and other important biases in GPS carrier phase observations*. Papier présenté à la 19e assemblée générale de l'IUGG, Vancouver 1987.

Briole et Ruegg, 1989, *annexe 3*.

Edlin, 1966. *The refractive index of air*. Metrologia, 2, 7.

Kasser M., 1982. *Le Georan II, nouvel appareil de mesure de distances à deux couleurs*. Mesures. Opto 82, 175-179.

Kasser M., 1985. *Appareils électroniques de mesure de distances*. Document IGN.

Prilepin M.T., 1957. *Aerial surveying and cartography*, trans. Inst. of Geodesy, URSS, 114, 127-130.

Sheng L.M., 1988. *Un stadimètre de haute précision. Le Georan II*. Rapport de stage à l'I.G.N.

## INTERMEDE

### QUELQUES REMARQUES SUPPLEMENTAIRES SUR LES METHODES TRIDIMENSIONNELLES

#### INTRODUCTION

Mouvement de plaques ou de blocs, réajustements verticaux à l'échelle continentale sont en première approximation des déplacements pour lesquels on peut traiter séparément l'altimétrie et la planimétrie, puisque dès que l'on dépasse des longueurs d'onde de la centaine de kilomètres, en raison de la structure de la lithosphère, les comportements horizontal et verticaux deviennent relativement découplés. En revanche, pour des mouvements à une échelle plus réduite, en dessous de quelques centaines de kilomètres, il faut prendre en compte simultanément les déplacements verticaux et horizontaux. Le tableau 1 résume pour quelques exemples qui nous intéressent, les ordres de grandeur des déformations observées ou attendues, une longueur caractéristique de la zone déformée, et un temps caractéristique de la déformation (*introduction générale et chapitre 5*). La connaissance des déplacements en trois dimensions peut être obtenue par la géodésie classique (*chapitre 1*) en associant des méthodes de nivellement et de mesure de distances. Une possibilité moins classique mais à forte densité d'information est la photogrammétrie (*chapitre 1*). Il s'agit d'une méthode aéroportée connue depuis assez longtemps mais qui ne sert pour des mesures précises que depuis une époque récente. En particulier, cette méthode a été utilisée avec succès à La Réunion en 1981 et 1984 et c'est grâce à la masse inégalée de données disponibles qu'ont pu être développés les modèles dont il est question au *chapitre 4*. Une autre méthode en plein développement, est le Positionnement Global par Satellite (*chapitre 4*). Les changements qu'apporte ce système à la géodésie sont considérables et irréversibles. Depuis l'acquisition en 1987 de récepteurs monofréquence Sercel (CEA, IGN et IPG) nous avons réalisé plusieurs campagnes à Djibouti en 1987, à l'Etna en 1988, au Mexique en 1989 ainsi que divers tests et calibrations en 1989 en France. Parallèlement nous avons développé et continuons de développer des logiciels capables d'obtenir la meilleure précision possible et de prendre en compte les évolutions technologiques (acquisition de la seconde fréquence) ou méthodologiques (mesures cinématiques, mixage de récepteurs). Récemment, l'INSU a acquis de nouveaux récepteurs bifréquences pour lesquels nous développons actuellement de nouveaux moyens de traitement de données qui devront

être adaptés à l'observation de bases de plusieurs centaines de kilomètres. Je présente dans le chapitre qui suit une description du système GPS et des principaux facteurs qui limitent la précision. C'est la connaissance parfaite de ces éléments qui permettra d'améliorer cette précision et donc les possibilités futures du système. Les résultats de la campagne Etna 88 sont présentés en annexe dans un article relatif aux réseaux géodésiques mis en place sur ce volcan. Les résultats des campagnes de tests, en particulier d'une campagne effectuée en Octobre 1989 dans les Pyrénées pour l'étude des erreurs liées à la propagation dans la troposphère fait l'objet d'une seconde annexe. Dans cette dernière annexe sont également décrits les projets actuels de mesures GPS. Dans la suite de cet avant-propos, je rappelle brièvement les méthodes classiques de traitement des données tridimensionnelles que nous utilisons dans le cas de sites comme Djibouti, La Réunion ou l'Etna. Dans ces sites existent des réseaux locaux servant de cadre à des mesures régulières de surveillance. La conception de ces réseaux est importante car ils doivent fournir le maximum d'information pour un investissement en temps le plus modeste possible. C'est pourquoi une analyse et optimisation de réseaux peut paraître nécessaire. Ce sujet est abordé en prenant comme exemple le réseau de mesure de déformations horizontales de Djibouti qui a été conçu spécialement pour la mise en évidence de mouvements d'extension.

## 1) COMPENSATION DE DONNEES TRIDIMENSIONNELLES

A partir de mesures brutes de distances et d'angles on désire obtenir les coordonnées tridimensionnelles des points du réseau. Les méthodes pour résoudre ce problème sont classiques et décrites dans des manuels généraux de géodésie (Levallois, 1970; Vanicek et Krakiwsky, 1986). Le problème est le choix d'un repère dans lequel exprimer les coordonnées des points. Selon le type des données et la taille des réseaux on utilise trois méthodes différentes :

- 1) pour les réseaux mesurés par satellites, mais pouvant inclure des mesures de distances au sol : repère tridimensionnel géocentrique.
  - 2) pour les réseaux de triangulation et trilatération étendus : projection sur un plan après réduction à un ellipsoïde.
  - 3) pour les réseaux locaux : repère tridimensionnel local, calculs sur une sphère locale.
- La transformation de coordonnées d'un type de repère à un autre est un problème qui se pose actuellement pour la comparaison de coordonnées GPS avec d'anciennes coor-

données obtenues par triangulation. Pour le passage du type 2 au type 1 il faut faire une transformation d'ellipsoïde. Pour le passage du type 3 au type 2 ou 1, il faut connaître la position du Géoïde (le repère local est solidaire du géoïde car parmi les données on utilise des mesures de nivellement effectuées en utilisant la verticale locale, et ceci aux distorsions locales du géoïde près) par rapport à un ellipsoïde de référence. Pour la comparaison de mesures récentes avec des mesures anciennes, on a parfois intérêt à recalculer les mesures brutes de la première campagne.

Pour permettre des calculs aisés, J.C. Ruegg a développé depuis 1986 des logiciels de traitement des données pour les trois types de réseaux. Ces logiciels dont le principe est classique utilisent la méthode d'inversion de Tarantola et Valette (1982). Il est à noter que pour des mesures répétées sur un même réseau local, les distorsions dues aux approximations dans la projection ne sont pas nécessairement gênantes puisque ce sont les mêmes à chaque fois, et il faut apporter plus d'intérêt aux distorsions possibles en fonction des incertitudes a priori sur les mesures et des possibles différences dans la quantité et la localisation des mesures à chacune des époques.

## **2) PRECISION DES MESURES TRIDIMENSIONNELLES DANS UN REPERE LOCAL**

### **2.1) Réseaux de quelques kilomètres**

L'étude de mouvements du sol d'origine tectonique ou volcanique nécessite l'acquisition de données très nombreuses sur une surface peu étendue (faille active, cratère, ...). Raisonnablement, on n'installe un réseau local (quelques kilomètres de côté) que si l'on espère observer des mouvements de quelques centimètres au moins et ceci en quelques années au plus. La méthode capable actuellement de fournir la plus grande densité d'information est la photogrammétrie aéroportée. Dans le futur, des méthodes spatiales à haute résolution feront leur apparition comme par exemple la méthode SAR (Synthetic Aperture Radar) qui est capable de détecter la première couche conductrice du sol ou GLRS (satellite possédant un laser embarqué). Comme nous l'avons déjà évoqué dans le chapitre 1, la méthode photogrammétrique est actuellement peu utilisée pour la surveillance des déformations crustales en raison du prix de mise en oeuvre et des difficultés pratiques de réalisation et de traitement des données. En effet cette méthode nécessite sur le terrain un ciblage (mise en place de repères identifiables sur

la photographie) préalable ainsi que la mesure d'un réseau géodésique d'appui (en ce sens on peut comprendre la photogrammétrie comme une simple densification de réseaux géodésiques). Ensuite cette méthode nécessite une instrumentation coûteuse (monocomparateur numérique) et des personnes très expérimentées pour traiter les données. Cependant, en raison de la masse d'informations qu'elle peut fournir, de la précision souvent suffisante et de la rapidité de mesure une fois le réseau d'appui mesuré (contrairement aux autres méthodes il n'est pas nécessaire de stationner tous les points pour avoir une information dense) une utilisation accrue de cette méthode dans le futur est à considérer attentivement. A défaut de photogrammétrie, la solution adoptée en de nombreux endroits est l'acquisition de mesures tridimensionnelles (angles et distances) entre un nombre restreint de repères (quelques dizaines au plus) en réalisant une couverture spatiale suffisante pour espérer avoir une estimation raisonnable du champ de déplacement global. La précision que l'on obtient sur de tels réseaux (Etna, Réunion, zones test à Djibouti comme le Petit Rift par exemple) est de l'ordre de 1cm en horizontal et 3mm en vertical, à condition de disposer d'un ensemble assez redondant de mesures pour pouvoir estimer les erreurs. Cette précision, qui est sensiblement meilleure que celle permise par la photogrammétrie (2-3 cm) est actuellement satisfaisante pour l'étude et la remesure périodique des réseaux locaux cités ci-dessus. L'amélioration de la précision à des valeurs de 2mm en horizontal et 1mm en vertical est possible avec les meilleurs instruments disponibles actuellement, sans augmenter l'investissement en temps. Au-delà, il faut avoir recours au nivellement (quelques dixièmes de mm au km) pour améliorer les mesures verticales. En ce qui concerne les mesures horizontales à cette échelle de distance, on ne descend pas en dessous du mm à quelques kilomètres (*chapitre 3*).

## 2.2) Microgéodésie

Nous développons actuellement de nombreux réseaux de dimension kilométrique plus particulièrement pour faire des mesures très fines sur des failles actives (comme dans le Petit Rift à Djibouti par exemple) ou pour compléter des réseaux d'inclinométrie sur les volcans (Etna par exemple). Pour ce type de réseaux notre objectif est d'atteindre une précision dans le positionnement tridimensionnel meilleure que le millimètre. Techniquement, nous commençons à disposer d'instruments permettant théoriquement d'atteindre cette précision. D'autre part notre technique de nivellement tri-

---

gonométrique est à présent bien rodée. A titre d'exemple, jusqu'à présent, l'incertitude obtenue après compensation était de l'ordre de 3mm en vertical et 5mm en horizontal (Petit Rift, Etna). Avec l'utilisation de distancemètres plus performants (le WILD DI3000 possède une erreur fixe 5 fois plus basse que l'AGA 14 que nous utilisions auparavant, 1mm contre 5mm) la précision horizontale devrait atteindre assez facilement le millimètre. Pour obtenir une précision équivalente en vertical la technique du nivellement trigonométrique devra impérativement être mise en oeuvre de nuit (en raison de la réfraction), sinon il sera nécessaire d'effectuer du nivellement classique. Dans tous les cas, à ce niveau de précision une très importante source d'erreur est liée à la précision du centrage des appareils au dessus des repères ainsi qu'à la précision de la mesure de la hauteur de l'appareil. Ces deux facteurs dépendent de l'opérateur, et il faudra du personnel de plus en plus soigneux et conscient des différentes sources d'erreurs possibles pour que ce niveau de précision puisse être assuré.

### 2.3) Failles

Ce sont des petits chantiers de quelques dizaines de mètres destinés à l'étude d'une discontinuité (il existe trois chantiers de ce type à Djibouti et d'autres au Piton de la Fournaise et à l'Etna). Ces très petits réseaux n'ont pas de raison d'être raccordés aux réseaux à plus grande dimension. Les précisions possibles techniquement sont très bonnes car ce domaine intéresse aussi la géotechnique ou la mesure en industrie et que donc de nombreux instruments très performants sont commercialisés. A priori, la précision sur la mesure brute est la même en vertical et en horizontal et peut atteindre 0.1 mm. De tels réseaux sont particulièrement adaptés à l'utilisation d'appareils de mesure en continu.

### 3) ANALYSE ET OPTIMISATION DE RESEAUX

C'est une question sur laquelle nous nous sommes assez peu penchés jusqu'à présent et qui comprend plusieurs aspects différents. En premier lieu, la stratégie de création et de mesure d'un réseau décrite par exemple par Dupraz et Niemeier (1979) pour des applications à la surveillance d'ouvrages. En second lieu, la méthode de compensation des mesures. En particulier récemment des auteurs comme Guohua et Prescott (1986) ou Segall et Matthews (1988) ont cherché des critères permettant de compenser leurs

mesures en tenant compte a priori du modèle de déformation. En fait, je pense qu'il s'agit d'une solution dangereuse à laquelle ces auteurs ont été conduits parce que d'une part ils cherchent à analyser de très petites déformations (inférieures à  $10^{-6}$ ) et que d'autre part les déformations en coulissage comme c'est le cas en Californie sont en effet plus difficiles à analyser. Ceci parce que comme il s'agit de coulissage, la surface globale du réseau ne change pas (en fait le coulissage s'apparente à une rotation et le réseau a donc la liberté de tourner sur lui même en fonction du choix des points de référence). Dans le cas des régions que nous étudions (le Rift d'Asal par exemple), outre le fait que les déplacements sont très importants nous savons a priori que la composante principale du déplacement résulte de l'extension. Toutefois, nous devons commencer à nous poser ce type de problème dès que nous chercherons à implanter des réseaux et faire des mesures de nature à mettre en évidence des rotations de blocs (actuellement un problème en Afar). Le dernier aspect dans l'analyse des réseaux est l'étude des erreurs abordée par exemple par Savage (1988) ou Pagarete *et al.* (1989). En fait dans de nombreux réseaux géodésiques installés récemment (Djibouti en 1973, Réunion en 1980, Golfe de Californie en 1981, ...) la question de la stratégie de création et de mesure s'est résumée à l'implantation d'un réseau de géométrie conforme au bon sens et à la mesure du plus grand nombre de cotés possible. A posteriori, l'expérience montre que cette façon de procéder a pour l'instant donné satisfaction, d'autant plus que, ce sont en général les caractéristiques pratiques du terrain qui déterminent le choix des points à stationner. Toutefois, cette remarque était surtout vraie pour la géosésie classique qui impose que l'on stationne des sommets. Avec la nouvelle technique GPS qui n'impose pas l'intervisibilité des points, il deviendra plus réaliste de prédéterminer de façon optimale la position des points à stationner. En ce qui concerne l'analyse des erreurs, en fait le problème ne s'est vraiment posé que pour l'étude du Golfe de Californie pour lequel les mouvements étaient petits (Pagarete *et al.*, 1989 ont proposé une méthode originale d'estimation des erreurs basée sur la méthode de Monte-Carlo). Pour les autres réseaux (Djibouti, Réunion), les mouvements sont beaucoup plus importants que les erreurs de mesure et de compensation. En règle générale, je pense qu'il est plus intéressant et plus utile pour le futur d'essayer de gagner de la précision dans la mesure (j'inclus dans le terme mesure les performances de l'appareil et le soin apporté dans sa réalisation) plutôt que de chercher des méthodes raffinées de compensation destinées à traiter des mesures à peine plus élevées que le bruit. A titre d'exemple, j'ai étudié le cas d'un réseau de taille moyenne installé à travers le Rift d'Asal à Djibouti (*fig. 1*).

---

Ce réseau a été installé après la crise de 1978 et la figure montre les vecteurs de déplacement (en trait plein) correspondant à la période 1979-1988. La méthode classique pour représenter les erreurs consiste à tracer autour de chaque point des ellipses d'erreur obtenues en prenant les éléments diagonaux de la matrice de covariance a posteriori. Cette méthode n'est pas rigoureuse puisqu'elle ne tient pas complètement compte de tous les termes. La méthode correcte consiste à calculer les valeurs propres et les vecteurs propres de cette matrice. Ces valeurs propres et vecteurs propres dépendent à la fois de la géométrie du réseau (donné) et des mesures disponibles pour un couple d'époques de mesures donné (peut varier d'un couple à l'autre). On sélectionne ensuite les valeurs propres les plus élevées. Les vecteurs propres associés indiquent pour chaque point les directions de contrainte minimale. Sur la figure, les traits pointillés représentent le vecteur propre associé à la plus grande valeur propre pour le cas particulier étudié. Dans cet exemple, c'est le point LM qui est le moins bien contraint. En fait, il s'agit d'un problème de mesure et non de réseau car il aurait suffi de mesurer SN-LM pour bien fixer la position de LM, mais cette mesure n'a pas été faite en 1988. Toujours dans cet exemple, on voit que plusieurs points du Nord-Est ont un mouvement perpendiculaire à leur direction de contrainte minimum. Ces points sont donc placés de façon adaptée pour la mise en évidence du mouvement principal d'extension du rift. En revanche, les directions de contrainte minimum étant en général dans le sens longitudinal du rift, il apparaît que le réseau tel qu'il est mesuré actuellement résoud mal les déplacements dans ce sens.

En définitive, on voit qu'il est simple de raisonner sur ce type de représentation. En particulier, avec deux jeux de données déjà disponibles, il est aisé de déterminer les mesures à ajouter la fois suivante et celles qui peuvent être éliminées. Jusqu'à présent, l'optimisation d'un réseau n'était pas très réaliste parce que compte tenu des difficultés provenant des problèmes de visibilité, le bon sens de l'opérateur semblait donner d'aussi bons résultats et plus rapides qu'une programmation compliquée qui aurait nécessité l'introduction de la connaissance du terrain. Désormais, une utilisation plus systématique de cette méthode pourra être envisagée puisque la méthode GPS permet l'observation de n'importe quelle ligne de base sans problème de visibilité réciproque.

---

**BIBLIOGRAPHIE**

- Dupraz H. et Niemeier W., 1979. *Un critère pour l'analyse des réseaux géodésiques de contrôle*. Mensuration, Photogrammétrie, Génie Rural, 4, 70-76.
- Guohua G. and Prescott W.H., 1986. *Discussion on displacement analysis: detection of crustal deformation*. J. Geophys. res., 91, 7439-7446.
- Levallois J.J., 1970. *Géodésie Générale*. Eyrolles, Paris, 4 volumes.
- Pagarete J., Kasser M. and Ruegg J.C., 1989. *Evaluation et représentation des erreurs sur les déformations d'un réseau géodésique; utilisation de la méthode de Monte-Carlo*. soumis au Bulletin Géodésique.
- Prescott W.H., 1981. *The determination of displacement fields from geodetic data along a strike-slip fault*. J. Geophys. Res., 86, 6067-6072.
- Savage J.C., 1988. *Principal component analysis of geodetically measured deformation in Long Valley Caldera, eastern California, 1983-1987*. J. Geophys. Res., 93, 13297-13305.
- Segall P. and Matthews M.V., 1988. *Displacement calculations from geodetic data and the testing on geophysical deformation models*. J. Geophys. res., 93, 14954-14966.
- Tarantola A. and Valette B., 1982. *Generalized nonlinear inverse problems solved using the least square criterion*. Rev. Geophys. Space Phys., 20(2), 219-232.
- Vanicek P. and Krakiwsky E., 1986. *Geodesy. The concepts*. Elsevier, Netherlands.

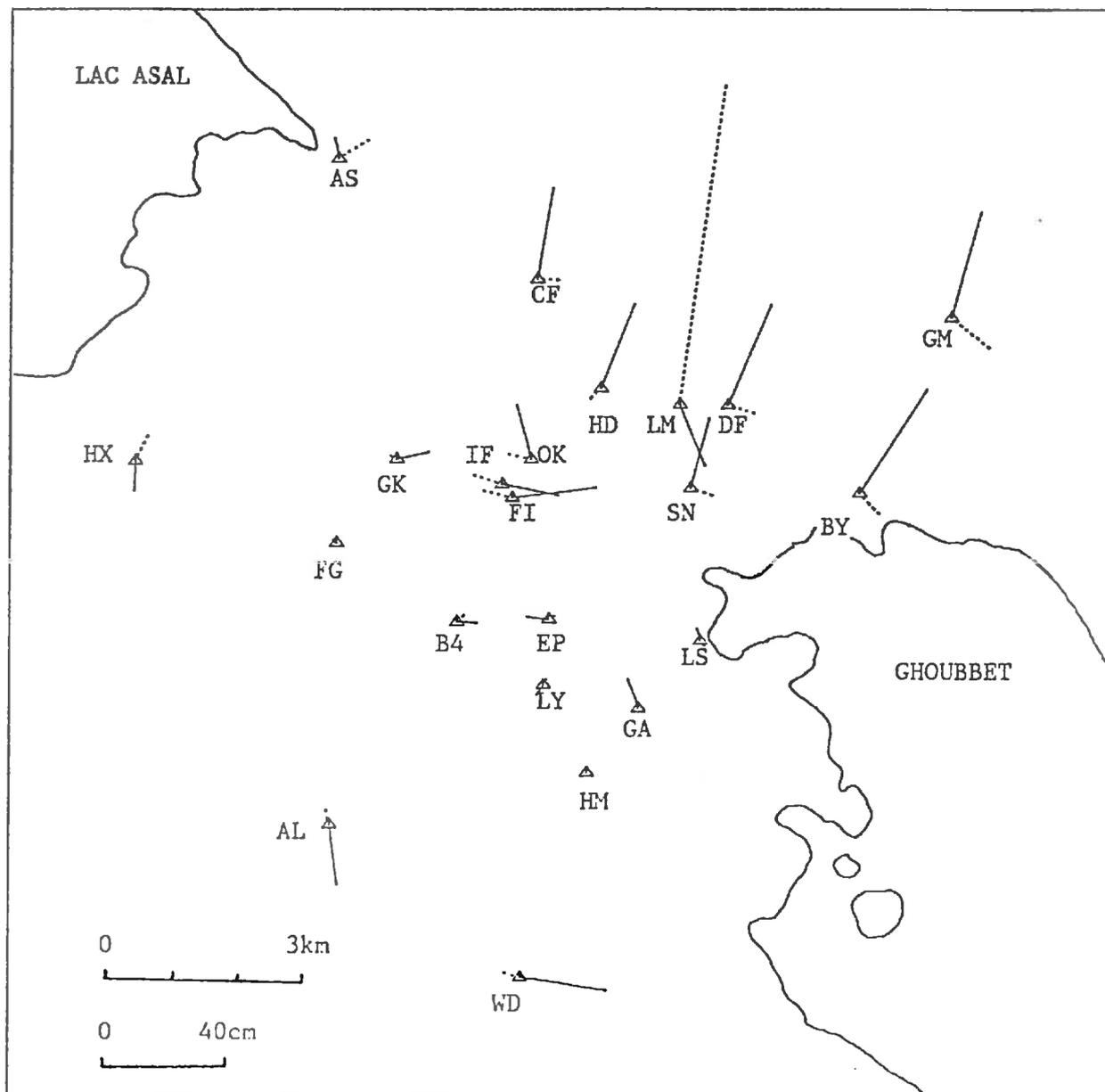
Type	Lieu	Dimension	Manifestation	Temps	Hor	Vert
Rift	Afar	30km	crise	< 1 jour	2m	1m
	Afar	10km	hors crise	1an	5cm	1cm
Faille normale	Irpinia	30km	séisme	1mn	1m <sup>*1</sup>	1m
Subduction	Chili <sup>*2</sup>	200km	séisme	1mn	1m	5m
Volcan	Etna	1km	fracture 1989	1 jour	1m	10cm
	Fournaise	3km	plusieurs éruptions		5ans	1m
Im						

1: supposé (aucune donnée horizontale n'est disponible)

2: implantation de réseau prévue en 1991.

Fig. 1

Vecteurs de déplacement 1979-1988 des points  
du réseau intra-rift (trait plein).  
Vecteurs propres associés à la plus grande valeur  
propre de la matrice de covariance du réseau  
(trait pointillé).



## CHAPITRE 4

### LE POSITIONNEMENT GLOBAL PAR SATELLITES (GPS)

#### INTRODUCTION

Le système NAVSTAR-GPS (*Navigation System by Timing and Ranging - Global Positioning System*) a été conçu et développé à partir de 1973 par le Département de la Défense des Etats-Unis (NATO/MAS, 1973) pour un usage militaire. Il s'agit d'un système universel de positionnement et synchronisation destiné à des véhicules évoluant à la surface de la Terre ou dans l'espace, jusqu'à quelques milliers de kilomètres. Après plusieurs années de tests, ce système entre actuellement en phase opérationnelle avec le lancement des satellites destinés à former la constellation définitive. Pour les besoins de la communauté civile et en particulier scientifique les possibilités nouvelles offertes par ce système sont énormes. Dans le domaine de la géodésie, les applications majeures sont: le positionnement absolu (détermination de coordonnées tridimensionnelles dans un système global de référence), le positionnement relatif, l'orbitographie de satellites, le transfert de temps (par exemple pour la synchronisation de récepteurs VLBI). Dans la suite de ce chapitre, je développe le cas particulier de l'utilisation de GPS pour le positionnement relatif, qui seul permet d'atteindre la précision requise pour la géodynamique.

#### 1) DESCRIPTION DU SYSTEME

Pour une description complète du système de positionnement NAVSTAR-GPS, le lecteur se reportera aux ouvrages de Dziubick (1986), Wells *et al.* (1986), Lambeck (1988) et à la thèse de Willis (1989). Par ailleurs, à l'attention de la communauté civile, l'OTAN diffuse et réactualise régulièrement un document (*Standardization Agreement, STANAG*) contenant toutes les informations techniques relatives au système GPS. Le système de positionnement GPS se décompose en trois unités, appelées "segments". Le **segment spatial** est constitué par la constellation de satellites, le **segment de contrôle** contient tous les systèmes de suivi et maintenance au sol, enfin le **segment utilisateur** est l'ensemble de tous les appareils capables de recevoir les signaux GPS. Je donne dans les deux paragraphes suivants les principales caractéristiques des deux

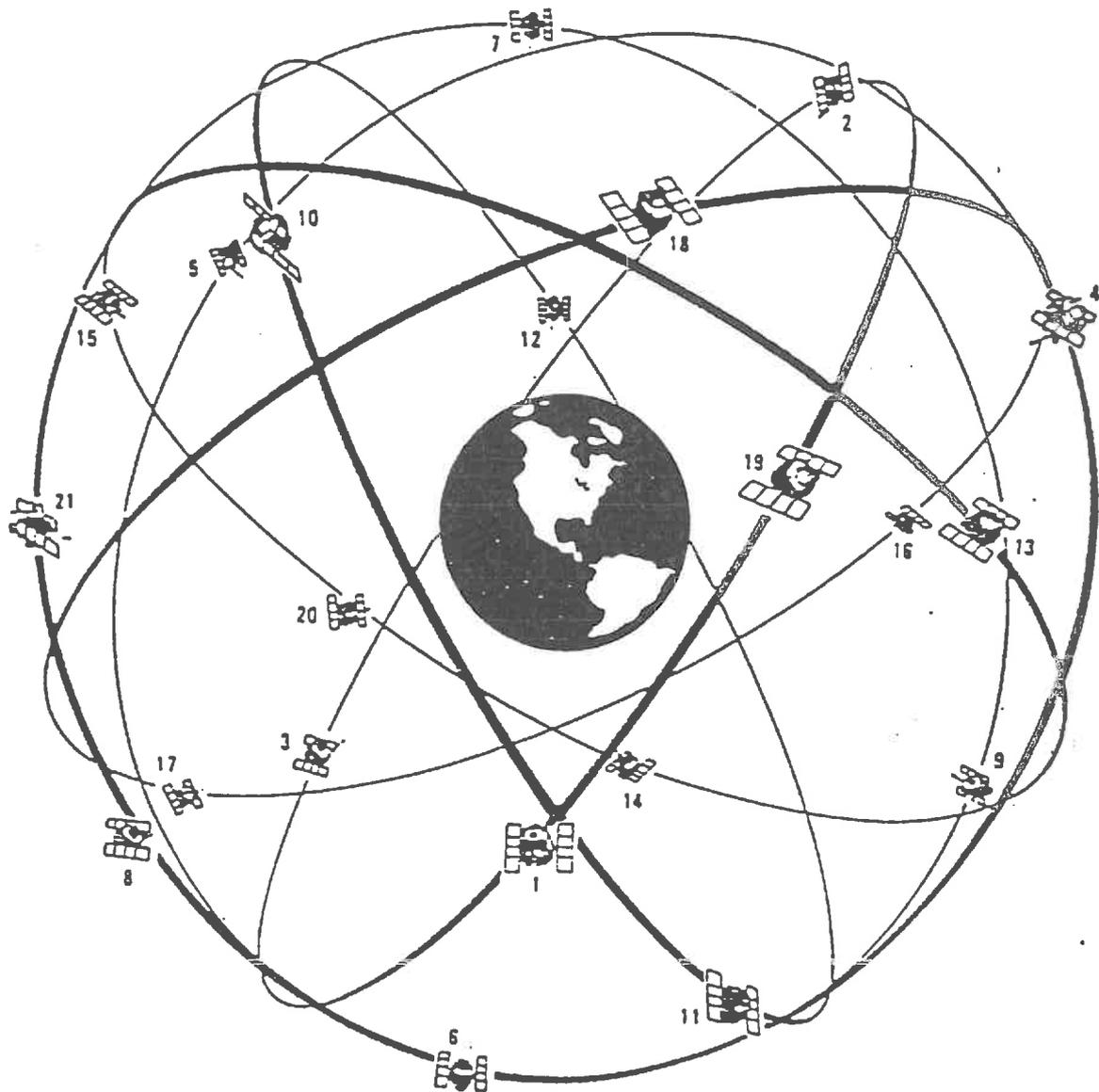


Figure 4.1a: La constellation GPS définitive aura les caractéristiques suivantes:

- 18 satellites plus 3 de secours.
- 6 orbites planes inclinées de  $55^{\circ}$  par rapport au plan équatorial et décalées de  $60^{\circ}$  entre elles en longitude.
- 12 heures de période.
- 20.000 km de hauteur au dessus du sol.
- couverture complète et permanente de la Terre.

premiers segments.

### 1.1) Le segment spatial

Il s'agit de la constellation des satellites NAVSTAR (*fig. 1*). Le système complet comprendra 18 satellites plus 3 satellites de secours, avec des orbites réparties suivant 6 plans (3 satellites par plan) inclinés de 55 degrés par rapport au plan de l'équateur et décalés les uns par rapport aux autres d'un angle de 60 degrés. Les satellites circulent à environ 20000km de la Terre sur une orbite quasi-circulaire, avec une période de 12 heures moins deux minutes. Ce décalage correspond à un décalage d'un jour par an, autrement dit dans une région donnée, on retrouve chaque année à la même époque la même constellation de satellites. L'émission est faite en bande L suivant deux fréquences différentes (paragraphe *structure du signal*). Les satellites GPS lancés actuellement sont équipés d'horloges au césium très stables, mais certains des premiers satellites lancés (satellites 3, 6, 9) comportaient des horloges au rubidium ou à quartz (satellite 8). Comme nous le verrons plus loin, la nature de l'horloge embarquée conditionne la précision avec laquelle l'on connaît l'orbite du satellite et donc la précision sur le positionnement.

### 1.2) Le segment de contrôle

Le calcul des orbites des satellites et le contrôle de leur horloge sont effectués par des stations de poursuite automatique au sol. Ces stations sont au nombre de cinq situées convenablement autour de la planète. La poursuite s'effectue au moyen de récepteurs bi-fréquence munis d'horloges au césium. La station maîtresse située à Vandenberg (Etats-Unis) calcule les éphémérides et les corrections d'horloge et transmet ces informations aux satellites; elle peut également corriger l'orbite des satellites. Eventuellement, deux autres stations peuvent également transmettre des informations aux satellites. Des données météorologiques sont collectées dans chaque station de poursuite pour avoir la meilleure évaluation possible des retards de propagation liés à la traversée de la troposphère (voir *Estimation du délai troposphérique*). Afin d'obtenir une meilleure précision lors de mesure de grandes bases, des réseaux de poursuite orbito-graphique ont été développés parallèlement par divers organismes américains. Ces

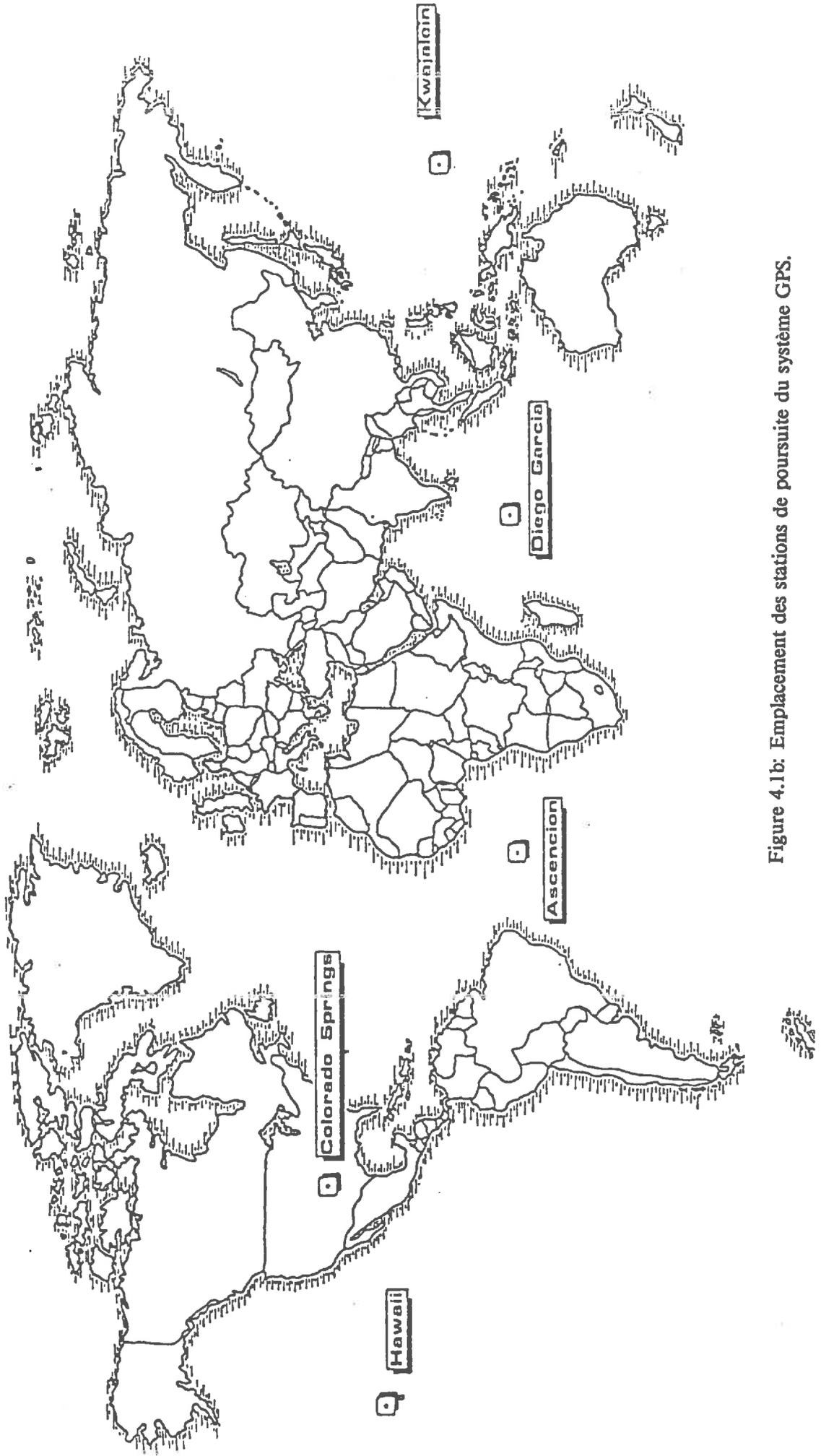


Figure 4.1b: Emplacement des stations de poursuite du système GPS.

réseaux devraient fournir à leurs abonnés des éphémérides plus précises que celles transmises par les satellites eux-mêmes (voir *Précision sur la connaissance des éphémérides*).

### 1.3) Le segment utilisateur

Il s'agit de l'ensemble des récepteurs utilisés soit pour la connaissance de l'heure, soit pour le positionnement approché soit pour le positionnement relatif de précision.

## 2) STRUCTURE DU SIGNAL

Le système GPS utilise une propagation radio-électrique dirigée du satellite vers le récepteur. Le récepteur peut être sur le sol ou à une altitude basse (avion, missile, satellite bas). Le système fonctionne en bande L et chaque satellite émet deux fréquences porteuses ( $L_1 = 1575.42$  MHz et  $L_2 = 1227.6$  MHz). Ces porteuses sont modulées par trois signaux appelés code C/A (Coarse Acquisition), code P (Precise) et code de navigation. Chaque code est un signal à deux niveaux, associés à une chaîne de bits au niveau logique 0 ou 1. Le signal émis par le satellite est de la forme:

$$S(t) = S_{L1}(t) + S_{L2}(t)$$

avec

$$S_{L1}(t) = A_c C(t) N(t) \sin(2\pi f_{1t} + \phi_c) + A_p P(t) N(t) \cos(2\pi f_{1t} + \phi_{p1})$$

$$S_{L2}(t) = A_p P(t) N(t) \cos(2\pi f_{2t} + \phi_{p2})$$

où

$$C(t) = \pm 1 \text{ selon la valeur du code C/A, fréquence } 1.023 \text{ MHz}$$

$$P(t) = \pm 1 \text{ selon la valeur du code P, fréquence } 10.23 \text{ MHz}$$

$$N(t) = \pm 1 \text{ selon la valeur du code de navigation, fréquence } 50 \text{ Hz.}$$

$$f_1 = 1.57542 \text{ GHz}$$

$$f_2 = 1.2276 \text{ GHz}$$

Le code de navigation contient toutes les informations nécessaires à l'utilisateur pour traiter les données qu'il reçoit (en particulier les éphémérides des satellites). La totalité de ces informations est transmise via le code de navigation sous la forme de 25 messages de 1500 bits chacun. Il faut donc 12.5 mn pour recevoir toutes les informations nécessaires au traitement des données. Les codes C/A et P ont tous deux une structure pseudo-aléatoire. Ils diffèrent d'une part par leur fréquence, d'autre part par la lon-

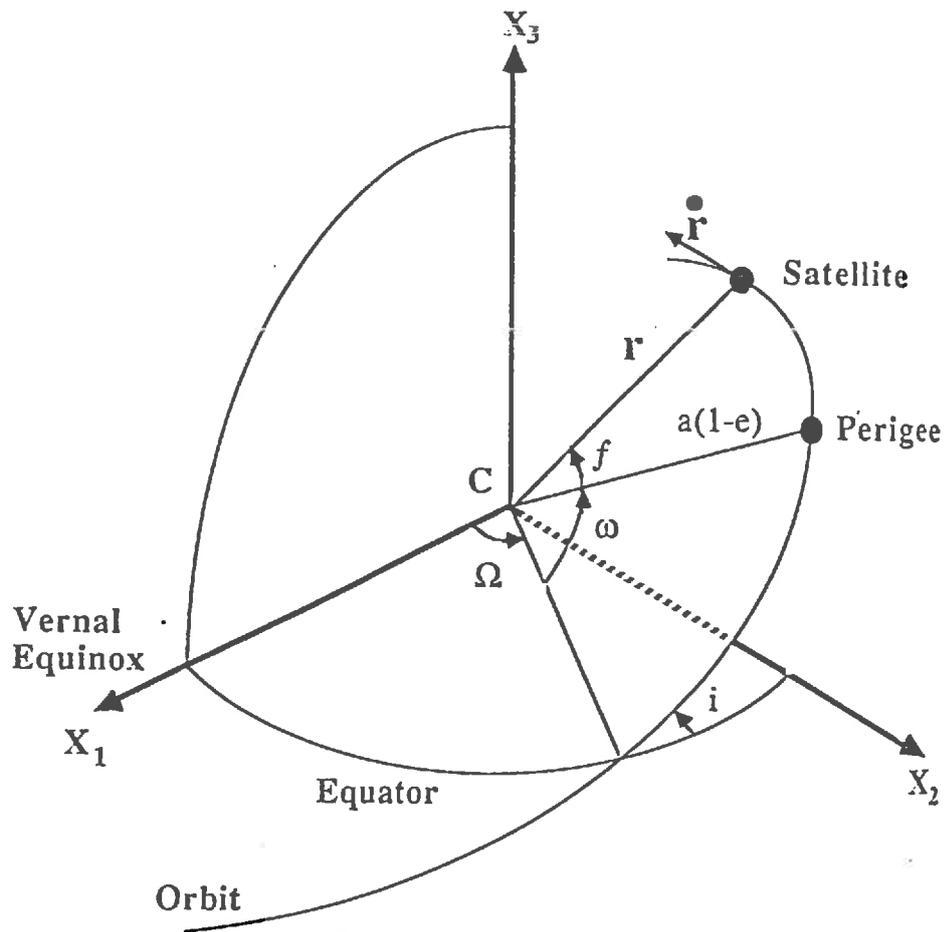


Figure 4.2a: Eléments de l'orbite Keplerienne, repérage dans l'espace.

- C: centre de la Terre (un des foyers de l'ellipse).
- P: périégée (sommet du grand axe le plus proche de T).
- $\Omega$ : ascension droite du noeud ascendant ( $0^\circ$  à  $360^\circ$ ).
- $i$ : inclinaison ( $0^\circ$  à  $90^\circ$ : satellite direct,  $90^\circ$  à  $180^\circ$ : satellite rétrograde).
- $\omega$ : argument du périégée.
- $\nu$ : anomalie vraie.

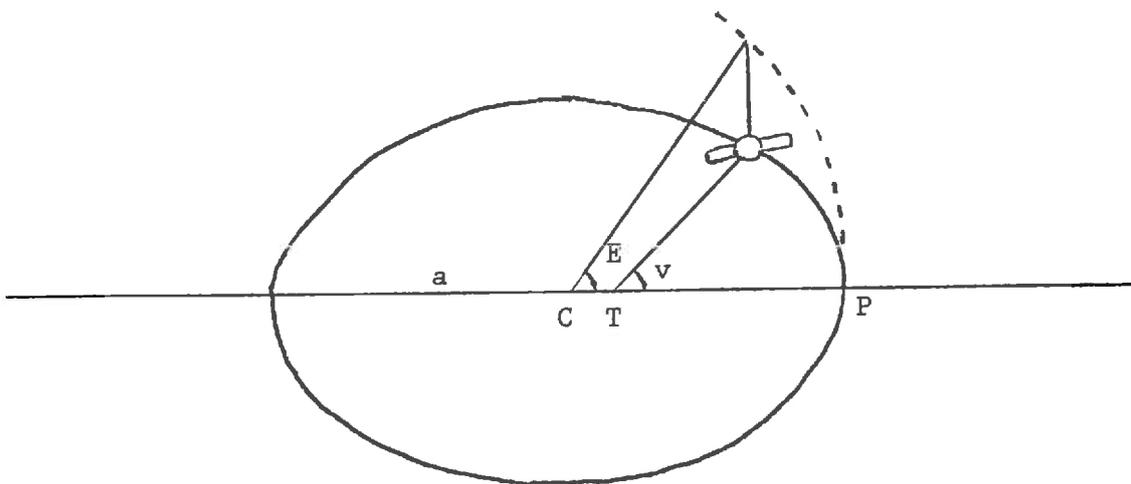
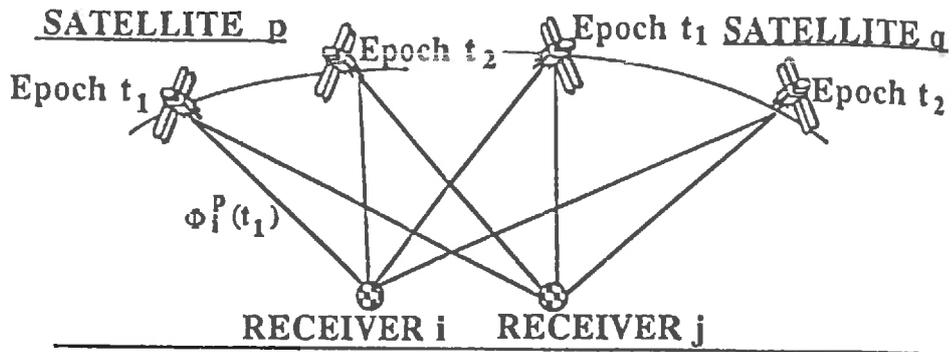


Figure 4.2b: Eléments de l'orbite Keplerienne, repérage dans le plan.

- C : centre de l'ellipse.
- a : grand axe de l'ellipse.
- P : périégée.
- T : centre de la Terre.
- v : anomalie vraie.
- E : anomalie excentrique.



Instantaneous	(Single) Difference over Receiver ( $\Delta$ )	(Double) Difference Over Satellite ( $\nabla$ )	(Triple) Difference Over Time ( $\delta$ )
$\Phi_i^p(t_1)$	$\Delta \Phi^p(t_1)$		
$\Phi_j^p(t_1)$		$\nabla \Delta \Phi(t_1)$	
$\Phi_i^q(t_1)$	$\Delta \Phi^q(t_1)$		
$\Phi_j^q(t_1)$			
$\Phi_i^p(t_2)$			$\delta \nabla \Delta \Phi$
$\Phi_j^p(t_2)$	$\Delta \Phi^p(t_2)$		
$\Phi_i^q(t_2)$		$\nabla \Delta \Phi(t_2)$	
$\Phi_j^q(t_2)$	$\Delta \Phi^q(t_2)$		

Figure 4.3: Principe de la mesure en simple, double et triple-différence.

gueur du code pseudo-aléatoire (1023 bits pour le code C/A soit 1ms, 7 jours pour le code P). Le code P peut être plus précis que le code C/A parce que sa fréquence est plus élevée et donc sa longueur d'onde plus courte (30m au lieu de 300m pour le code C/A).

A la réception des signaux, deux types d'informations sont disponibles en plus des données de navigation. Il s'agit de la phase des codes (instants de transition des codes) et la phase des porteuses. La phase des codes permet une évaluation non ambiguë des temps de propagation pourvu que la loi horaire d'émission soit connue. L'évaluation est non ambiguë parce que le code C/A dure 1ms, soit 300 km. Le récepteur identifie le code C/A soit par méthode de corrélation (génération d'un code pseudo-aléatoire et recherche du maximum de corrélation avec le signal reçu), soit par traitement direct du signal reçu (autocorrélation du signal lui-même). La phase des porteuses renseigne également sur le temps de propagation de la phase mais avec une **ambiguïté** d'un nombre entier de cycles puisque la longueur d'onde est de 20 ou 25 cm selon la porteuse.

Un récepteur est constitué d'une horloge très précise (1ns/s), d'unités de changement de fréquence et amplification des signaux reçus, et enfin de plusieurs canaux de traitement des signaux. Sur chaque canal est aiguillé le signal provenant d'un satellite. Chaque canal mesure à des intervalles de temps réguliers (temps relatifs à l'horloge du récepteur) l'époque du code C/A et note le nombre de cycles de porteuse reçus depuis sa mise en route. L'époque du code C/A permet de déterminer le temps de propagation du signal depuis le satellite. Ce temps est déterminé à une constante près, égale au décalage entre les horloges du récepteur et du satellite. Multiplié par la vitesse de la lumière, on obtient la quantité appelée **pseudo-distance**.

Le nombre de cycles de porteuse arrivés de chaque satellite depuis l'allumage du récepteur est appelé **phase**.

### 3) PRINCIPE DU TRAITEMENT DES DONNEES

#### 3.1) Equations d'observation

Le lecteur trouvera la partie théorique, concernant les équations d'observation, amplement développée dans les thèses de Remondi (1985) et de Willis (1989). Par conséquent, je n'utiliserai, dans la suite, des équations que pour les besoins des questions

spécifiques que j'aborderai. Le traitement des données de pseudo-distance et de phase suit, soit un procédé d'inversion (estimation par calcul direct de la distance Terre-satellite, déduction des observations qu'il aurait fallu faire, inversion en utilisant par exemple un critère de moindres carrés), soit un procédé de filtrage prédictif (en fait uniquement pour les pseudo-distances car il est ainsi possible d'estimer de façon itérative les paramètres d'horloge). Le calcul direct (à une époque donnée) de la distance récepteur-satellite est effectué à partir des éphémérides télétransmises par les satellites. Ces éphémérides donnent une précision de l'ordre de 10m sur la position de chaque satellite et constituent la limitation de la précision de GPS pour les bases plus grandes que 100km. Les autres sources d'erreurs seront également évoquées dans la suite.

### 3.2) Calcul des coordonnées approchées et de la dérive d'horloge des récepteurs

Les données de pseudo-distance reçues par un récepteur GPS permettent d'obtenir en quelques minutes la localisation approchée du point avec environ 10m de précision en absolu ainsi que l'heure GPS avec une précision de l'ordre de  $5 \cdot 10^{-8}$ . En soi, cette possibilité est déjà remarquable et ouvre la voie à de nombreuses applications nouvelles dont certaines déjà largement employées (localisation de bateaux) et d'autres qui devraient apparaître au fur et à mesure de la miniaturisation des récepteurs (actuellement on trouve sur le marché des récepteurs d'environ 500g à des prix de l'ordre de 30kF). De nombreuses applications en sciences de la Terre feront appel à ce système (par exemple localisation de sismomètres). Au cours du traitement des données de pseudo-distance (cas du récepteur Sercel), on estime les coordonnées approchées de chaque point isolé (précision de l'ordre de la dizaine de mètres), ainsi que le décalage entre les horloges des satellites et celle du récepteur, plus des paramètres caractérisant les fluctuations de l'horloge du récepteur. Ces paramètres sont utilisés ultérieurement dans le traitement des phases. En fait, en général il est suffisant de modéliser la dérive de l'horloge par un polynôme du premier degré, soit deux paramètres; ceci est vrai parce que, comme on le verra plus loin, la méthode de traitement des phases est peu sensible aux erreurs liées aux horloges.

Le traitement des observations GPS nécessite en premier lieu l'estimation de la dérive d'horloge des récepteurs. Le procédé de traitement par double-différence rend la solution peu sensible aux erreurs sur l'estimation de cette dérive. En pratique, il est en général suffisant de considérer la dérive comme une fonction polynomiale du

premier degré (deux paramètres de dérive). La précision requise sur la détermination de la dérive est d'environ 1ns/s pour conserver une précision millimétrique sur le positionnement relatif lors du traitement de la phase. Cette précision n'est jamais difficile à obtenir (de plus, dans le cas des récepteurs Sercel, l'expérience montre que les horloges dérivent assez peu, typiquement 5ns/s, et de façon très linéaire, de sorte qu'il est toujours très facile de modéliser cette dérive à mieux que 1ns/s). Dans le récepteur Ashtech, le problème de la dérive d'horloge est résolu par le fait que le récepteur calcule en temps réel ses coordonnées et corrige en temps réel sa dérive. En effet, au cours de ce calcul de position, le récepteur est amené à calculer également la dérive de sa propre horloge (en général l'algorithme utilisé est un filtrage prédictif de Kahlman qui calcule position, vitesse et paramètres d'horloge du récepteur). Il est possible d'obtenir de cette façon des paramètres d'horloges précis à concurrence de la précision sur la localisation (par exemple, pour une localisation à 10m près le décalage d'horloge sera connu à  $0.03 \mu\text{s}$  ( $10\text{m} / 3 \cdot 10^8 \text{ m/s}$ ) à chaque époque, et la dérive à mieux que les 1ns/s nécessaires. Cette possibilité que le récepteur corrige les paramètres d'horloge en temps réel lors de l'acquisition des données devrait raisonnablement exister dans tous les futurs récepteurs (puisque l'on peut penser qu'ils calculeront tous leur position en temps réel).

### 3.3) Calcul des coordonnées relatives précises (traitement des phases)

Une fois des coordonnées approchées correctes déterminées (typiquement à mieux que 20m), ce sont les phases des porteuses reçues par les récepteurs à chaque époque de mesure qui contiennent toute l'information nécessaire pour le positionnement relatif de précision. Il est possible de traiter de plusieurs manières la phase reçue du satellite (*fig. 4*). La méthode la plus élémentaire serait d'utiliser directement l'observable que l'on acquiert c'est-à-dire la phase correspondant au trajet simple Terre-satellite. Comme nous l'avons déjà vu cette phase après correction des décalages d'horloges satellite et récepteur, donne à un entier près le nombre de longueurs d'onde entre Terre et satellite, la partie décimale étant elle non-ambigüe. Cependant, ce type de résolution est en général impossible car il impose d'avoir un modèle très précis pour les horloges récepteur et satellite, surtout pour la moins stable des deux, celle du récepteur. Pour rendre la résolution possible il faut créer un observable qui élimine les décalages d'horloge du récepteur. La façon la plus simple de réaliser cela est de fabriquer des

différences de phase mesurées sur deux satellites à partir du même récepteur. Par substitution, ce nouvel observable élimine les décalages d'horloge récepteur. Cette méthode est appelée méthode par **simple-différence**. On pourrait s'arrêter là, en particulier si l'on s'intéresse à une localisation d'un point isolé plus précise que par la simple utilisation des pseudo-distances.

Pour une localisation relative de précision, l'expérience montre que la façon la plus précise de traiter les données GPS est de créer un observable plus compliqué fabriqué comme différence de deux simple-différences pour deux stations différentes et deux satellites différents. Cette méthode est appelée méthode par **double-différence** et est largement utilisée.

Il est possible d'aller plus loin en créant une **triple-différence** qui serait une différence de deux double-différences pour des époques successives. Ce procédé possède un avantage, celui d'éliminer du calcul les nombres entiers inconnus de cycles (ambiguïtés); d'ailleurs, ce procédé est toujours utilisé sous une forme ou sous une autre pour déterminer les valeurs a priori d'ambiguïtés à introduire dans la résolution par double-différence. Par contre il ne faut pas chercher à calculer complètement une base par triple-différences. La raison physique en est simple : la fabrication d'observables de plus en plus compliqués conduit à des quantités de plus en plus petites alors que l'erreur sur ces quantités elle ne diminue pas et par conséquent la détermination est de plus en plus bruitée. En contrepartie les observables tels que les double-différences présentent l'avantage que dans le calcul direct, l'on différencie les délais de propagation dans l'ionosphère et la troposphère et que donc l'on est moins sensible aux erreurs liées à la modélisation de ces délais. En ce qui concerne la distance Terre-satellite, celle-ci est calculée directement avec les éphémérides transmis depuis les satellites. Ces distances comportent des erreurs liées aux incertitudes sur la position des satellites, comme nous le verrons par la suite.

#### 4) LES ELEMENTS CORRECTIFS DU MODELE DE PROPAGATION

Dans les paragraphes suivants, je présente la façon de calculer les éléments correctifs intervenant dans le calcul direct de la phase. Les erreurs dans la modélisation de la distance Terre-satellite proviennent principalement des incertitudes liées à l'estimation du temps de propagation des signaux lors de la traversée de l'ionosphère et de la troposphère auxquelles il faut ajouter les erreurs sur la position estimée des satellites (ce

terme d'erreur intervient pour des bases dépassant la centaine de kilomètres). Les effets des erreurs les plus courantes sont résumés dans le tableau 6. Enfin il faut tenir compte des fluctuations de l'horloge du satellite (problème corrélé avec celui de la précision sur la connaissance de sa position). Pour chaque type d'élément correctif, je cite les principaux modèles utilisés et les approximations faites. Beutler *et al.* (1986) indiquent que, mis à part les problèmes liés à la détermination du centre de phase de l'antenne, c'est la troposphère qui limite la précision pour les petits réseaux (typiquement 10x10km). En revanche, pour des réseaux régionaux ou continentaux, la précision que l'on peut atteindre est de 0.1 ppm et passera à 0.02 ppm si l'on améliore les orbites.

#### 4.1) Estimation du délai ionosphérique

La traversée de l'ionosphère perturbe les signaux provenant des satellites. Ceci de deux manières : introduction d'un délai et dispersion en fréquence. Une correction tenant compte de la traversée de l'ionosphère est donc faite lors du traitement des données GPS. Exprimée en distance, cette correction correspond à un allongement de un à quelques mètres de la distance satellite-station, différente pour l'une ou l'autre des fréquences.

En première approximation, la fréquence  $f_s$  transmise par le satellite est décalée par l'effet Doppler et vaut à la réception :

$$f_r = f_s \left[ 1 - \frac{1}{c} \frac{\partial \rho}{\partial t} \right] \quad (a)$$

où  $\rho$  est la distance satellite-récepteur.

En fait, cette relation n'est pas assez précise pour modéliser correctement le signal reçu du satellite GPS et l'on tient compte de la réfraction dans l'ionosphère en introduisant un terme de correction supplémentaire, de l'ordre d'une centaine d'Hz, soit l'équation :

$$f_r = f_s \left[ 1 - \frac{1}{c} \frac{\partial}{\partial t} (\int n(\rho, f) d\rho) \right] \quad (b)$$

où  $n(\rho, f)$  est l'indice de réfraction de l'ionosphère.

Cet indice de réfraction de l'ionosphère est fonction de la fréquence de l'onde; il est donné par la formule d'Appleton-Hartree (Budden, 1966) approchée pour les fréquences utilisées :

$$n(f) = 1 - \frac{\gamma_1}{2f^2} + \frac{\gamma_2}{2f^3} \quad (c)$$

avec  $\gamma_1 = 80.5N_e$  ;  $N_e$ , densité électronique en  $m^{-3}$

et  $\gamma_2 = 2.29 \cdot 10^8 N_e B \cos\theta$ , B champ magnétique en Gauss,  $\theta$  angle entre la direction du champ magnétique et la normale au front d'onde.

Grâce à la propriété de l'ionosphère d'être un milieu dispersif pour les ondes centimétriques, on peut donc calculer le terme en  $\gamma_1$  par substitution dans l'équation (b) écrite pour les deux fréquences. C'est l'intérêt des récepteurs bi-fréquence. L'erreur résiduelle provient alors de l'incertitude sur la modélisation du terme en  $\gamma_2$ . Mais on peut démontrer avec l'équation (c) que ce terme est environ 100 fois plus petit que le terme en  $\gamma_1$ , et ne dépasse pas 1cm à la verticale, et ce même pour des valeurs très élevées de  $N_e$  :  $10^{12} m^{-3}$ , et en prenant une valeur ordinaire pour B : 50000 nT.

Par contre, pour un récepteur monofréquence, il faut connaître le terme en  $\gamma_1$ , donc la densité électronique  $N_e$ . Mais cette quantité varie en fonction de l'heure, de la saison et de l'activité solaire et il n'y a pas de modèle réaliste pour quantifier sa distribution dans le temps et l'espace. D'ailleurs ceci s'aggrave actuellement avec l'augmentation de l'activité solaire. Dans le traitement des données on utilise alors un modèle standard d'allongement dont les paramètres sont transmis dans le message de chaque satellite. En raison des erreurs possibles liées à l'incapacité à modéliser l'ionosphère, l'utilisation de récepteurs mono-fréquence ne peut être envisagée que pour des réseaux de petites dimensions pour lesquels on espère que les propriétés de l'ionosphère seront les mêmes, vues de chaque récepteur. Si l'ionosphère est stable dans l'espace et le temps durant une session de mesure (deux heures, par exemple), les erreurs de modélisation ne seront que de  $10^{-6}$  sur une base de 100 km. C'est l'hypothèse que nous avons faite jusqu'à présent puisque nous ne disposons que de récepteurs mono-fréquence. Mais cette hypothèse est très controversée, et ceci même pour des bases très courtes: Beutler *et al.* (1988), à l'issue d'une campagne test au Groenland concluent que pour des bases plus longues que 5 km, seuls des récepteurs bi-fréquence sont capables d'assurer une précision meilleure que 1ppm. Ces mêmes auteurs préconisent d'observer à des époques espacées de 3 à 15 s en monofréquence afin d'éviter tout saut de cycle dû à l'ionosphère. En effet, la variabilité maximale, constatée par ces auteurs, pour l'allongement ionosphérique, est de 20cm en 1mn, et donc en des intervalles aussi brefs que 3 à 15 s, la porteuse ne peut se décaler que d'une petite fraction de cycle et le suivi du comptage est bien assuré. En ce qui nous concerne, nous n'avons jamais rencontré de telles valeurs pour la variabilité des résidus au cours des campagnes que nous avons déjà effectuées. Comme solution intermédiaire, certains auteurs

---

(Georgiadou et Kleusberg, 1988) proposent d'utiliser un seul récepteur GPS bi-fréquence sur tout un réseau et de calculer des corrections pour les autres récepteurs; la précision serait alors de 0.1 ppm.

La limitation de précision provoquée par l'ionosphère est simplement due au fait que l'on utilise pas toutes les possibilités du système. Dans le futur, l'utilisation de récepteurs bi-fréquence devrait se généraliser et le problème disparaître. Ce ne sera pas le cas du problème de la correction des effets troposphériques abordé dans le paragraphe suivant.

#### 4.2) Estimation du délai troposphérique

Comme l'ionosphère, la troposphère provoque un allongement apparent de la distance Terre-satellite. Contrairement à l'ionosphère, la troposphère n'est pas un milieu dispersif pour les ondes décimétriques et il n'est donc pas possible de faire une correction en utilisant le signal lui-même. Cet allongement est fonction de l'indice de réfraction du milieu traversé, et est en général compris entre 2m et 5m. Il faut donc s'efforcer de déterminer par un moyen indépendant l'indice de réfraction de la troposphère sur le trajet de l'onde.

L'indice de réfraction de l'air est classiquement calculé en un point donné à partir des trois paramètres : pression, température et humidité (Kasser, 1985); il faudrait en toute rigueur l'estimer en tout point du trajet de l'onde pour intégrer son effet. Dans le traitement des données GPS, on ne mesure en général ces paramètres qu'au sol; la correction troposphérique est alors calculée en utilisant un modèle recalé sur ces mesures au sol. Comme la précision souhaitée est de l'ordre du mm (ou cm), il faut déterminer le terme d'allongement (et donc l'indice à  $10^{-8}$  près). Dans le cas des ondes lumineuses utilisées par exemple par les distancemètre laser (*chapitre 3*), c'est la température qui limite la précision. Par contre, dans le cas des ondes radio, du type de celles utilisées en mesure GPS, c'est la pression partielle de vapeur d'eau qui affecte le plus la précision (Kasser, 1985). C'est pourquoi, pour des mesures de haute précision il faudrait avoir recours à des radiomètres (Ware *et al.*, 1986) permettant la mesure de la quantité intégrée en vapeur d'eau sur le parcours de l'onde.

L'expérience montre que si l'on n'utilise que des mesures météorologiques au sol, la précision du GPS est d'environ 1 à 2 mm en distance sur des bases de quelques kilomètres (de l'ordre du ppm). En revanche, la précision sur certaines composantes du

vecteur (en particulier pour l'altimétrie) ne dépasse pas 2-5 mm par tranche de 100 m de différence d'altitude. Ces estimations proviennent de Dodson (1988) qui a traité des mesures GPS en comparant la solution avec modèle de troposphère standard et la solution utilisant des mesures directes de radiométrie. Beutler (1989) aboutit à la même estimation en comparant des mesures GPS et des mesures classiques sur un réseau test en Suisse, avec différences d'altitude entre points jusqu'à 1000m.

Un résultat analogue a été obtenu lors du traitement des données GPS de l'Etna (distance très voisine de la distance mesuré au géodimètre, mais grande variabilité de la différence d'altitude en fonction du "réglage" du modèle de troposphère). Notons au passage qu'à l'Etna comme dans de nombreux autres réseaux, il n'est pas question de comparaison directe entre les différences d'altitude GPS et les différences d'altitude du nivellement étant donné qu'il ne s'agit pas de la même grandeur (une altitude par rapport à un ellipsoïde de référence et l'autre par rapport au géoïde) en l'absence d'une connaissance assez fine du géoïde. Actuellement on peut cependant citer Beutler (1988) qui en Suisse a pu faire cette comparaison sur le réseau test de Turtman. Dès les premières campagnes GPS, Beutler (1986) indiquait que pour des réseaux de faible extension (10 à 100km) la troposphère était la principale source d'erreur. Au cours d'une campagne menée dans les Pyrénées en Octobre 1988 (*annexe 4*), nous nous sommes efforcés de mettre en oeuvre plusieurs méthodes différentes d'investigation de la troposphère, puis de comparer les solutions. Il n'est pas aisé de comparer les solutions GPS avec des mesures de géodésie classique lorsque l'on veut atteindre des précisions meilleures que  $10^{-6}$ . Il y a plusieurs raisons à cela :

- a) peu de distancemètres actuels sont capables de réaliser une telle précision (*chapitre 3*)
- b) les erreurs de modélisation de l'ionosphère et de la troposphère sont susceptibles de produire des dilatations d'ensemble des lignes de base sans nécessairement affecter la répétabilité (*tableau 6*)
- c) la comparaison altimétrique est impossible sans la connaissance du Géoïde local.

#### 4.2.1) Mesure et variabilité des paramètres météorologiques

La mesure directe locale de la pression n'est pas un problème pour GPS (avec un bon baromètre, il est possible d'obtenir à peu près 0.1mb alors qu'il suffit de connaître la pression avec une précision de 1mb. D'autre part connaissant la pression en un point on peut déduire avec une précision bien suffisante la pression en tout point à la

verticale et il n'y a donc pas non plus de problème de modélisation de la colonne.

En ce qui concerne la température, il s'agit de la température sèche, c'est à dire la température de l'air à l'abri du soleil. La précision requise sur la détermination de la température est de l'ordre du degré (erreur de 5mm/degré sur une base de 5km soit le ppm, il s'agit donc exactement de la même précision que celle requise pour les mesures de distances traditionnelles). Il a été vérifié que cette précision est en général accessible à la mesure (plus facilement et sûrement de nuit) en utilisant un simple thermomètre à mercure que l'on fronde (à condition de faire attention à bien se placer à l'ombre et suffisamment éloigné du sol).

Le paramètre le plus sensible en GPS est l'humidité de l'air. Malheureusement c'est aussi le paramètre le plus difficile à déterminer expérimentalement. Dans le cas de l'Etna nous avons trouvé une influence pouvant atteindre 30mm/°C sur une base de 5km ayant 1000m de dénivellée ce qui ferait 6ppm/°C. Il s'agit cependant d'un cas de dénivellée extrême et les observations étaient faites de jour. Dans le cas de campagne Pyrénées, effectuée de nuit, avec des dénivellées aussi importantes mais des distances beaucoup plus grandes, l'imprécision affecte surtout la dénivellée et non la distance. Du point de vue de la mesure, il est possible de déterminer soit l'humidité relative (par exemple en utilisant un capteur capacitif) soit la température humide (en utilisant un manchon humide). Toutefois, quelle que soit la méthode utilisée, la précision ne dépasse jamais le degré (sauf si l'on a la chance de travailler par temps très humide). De plus l'humidité est une grandeur très variable sur le terrain en fonction de la situation des points (vallée exposée au Sud ou au Nord, sommet, ...) et la mesure locale est rarement représentative de l'humidité sur le trajet complet de l'onde. D'autres mesures sont possibles et doivent être envisagées, mesure en continu de données météo dans des abris météo adaptés, lâchers de ballons, ballons captifs, données météo satellitaires, autres méthodes, radiomètres pour mesures intégrées de vapeur d'eau. En règle générale, on mesure mieux l'humidité en s'éloignant du sol.

#### *4.2.2) Etude paramétrique de la modélisation de la troposphère*

Cette étude est la plus simple que l'on puisse faire. Il s'agit de calculer une base en essayant plusieurs modèles de troposphère différents et pour chaque modèle plusieurs possibilités pour les paramètres météorologiques (principalement température et humidité). De nombreux modèles sont disponibles dans la littérature (Hopfield, 1971;

Type de perturbation	$\Delta X(\text{mm})$	$\Delta Y(\text{mm})$	$\Delta Z(\text{mm})$	$\Delta D(\text{mm})$	$\Delta \text{Alt}(\text{mm})$
Référence	0	0	0	0	0
VET p: +1mmHG	-7	-2	-6	1	-9
VET $t_s$ : +1°C	1	0	0	0	-1
VET $t_h$ : -2°C	75	16	54	-15	95
VET $t_h$ : +2°C	-57	-13	-42	11	-73
TDF $t_h$ : -2°C	-54	-13	-40	10	-67
VET $t_s=16^\circ\text{C}$ , $t_h=10^\circ\text{C}$	136	30	99	-27	172

Table 4.1: Influence des paramètres du modèle troposphérique CNET1 (pression, température sèche, température humide) sur le vecteur, la distance et la différence d'altitude. Exemple d'une base (TDF-VET) de 5km de long et 1000m de dénivellée (TDF: 2915m, VET: 1815m) mesurée à l'Etna en 1988. Les valeurs météo de référence sont la valeur moyenne des mesures effectuées durant la session d'observation (TDF : p= 537.7mmHg,  $t_s= 9^\circ\text{C}$ ,  $t_h= 5.7^\circ\text{C}$ ; VET: p= 617.4 mmHg,  $t_s= 20.4^\circ\text{C}$ ,  $t_h= 14.5^\circ\text{C}$ ).

Azoulay, 1976, Berrada-Baby *et al.*, 1988). Nous nous sommes bornés à étudier les différences obtenues en utilisant les différents modèles proposés par Berrada-Baby *et al.* (1988). Ces modèles sont en effet les plus récents disponibles et ils tiennent compte des modèles plus anciens. Il ont été développés récemment au CNET pour les besoins du système de positionnement DORIS. A ce sujet il faut noter que la question du choix d'un modèle de troposphère n'est pas nouvelle et avait déjà été rencontrée avec le système VLBI, système pour lequel la troposphère constitue la limitation à la précision des mesures. En 1988, dans les tout premiers traitements de données GPS (Djibouti, Etna, ...) nous utilisions un modèle de troposphère standard (fonction uniquement de l'altitude du point) préconisé par l'OTAN (Stanag) pour servir au calcul de pseudo-distances en navigation. Dans la suite, nous avons utilisé un modèle de type Hopfield (1971) provenant de l'IGN (Picon, 1988). Nous avons ensuite utilisé les modèles de Berrada-Baby *et al.* (1988) (modèle CNET1 et modèle empirique CNET3). En fait, nous avons constaté que sur de petits réseaux, le choix d'un modèle particulier de troposphère est souvent moins prépondérant que la bonne appréciation des paramètres météorologiques sur le terrain. Ceci est lié au fait que dans le traitement des données par double-différences sur de petits réseaux, la partie fixe des modèles s'élimine et il ne reste qu'un terme différentiel fonction des différences de conditions dans les deux stations. Bien entendu cette affirmation devient fautive sur de longues bases, pour lesquelles le profil d'indice de la troposphère peut changer radicalement. On retrouve alors la nécessité de calculer directement au mieux le terme d'allongement complet comme l'ont fait Berrada-Baby *et al.* (1988) pour le système DORIS. Dans le futur, des améliorations importantes sont attendues grâce à l'utilisation de moyens plus précis d'estimation des paramètres troposphériques, surtout l'humidité, en particulier par l'exploitation de radiosondages ou d'autres données de météorologie en trois dimensions.

Formellement, on peut écrire l'allongement troposphérique sous la forme :

$$\text{all} = f(\text{mod}, \text{ts}, \text{th}, \text{po}, \text{elev}, \text{ho})$$

avec mod: modèle adopté, ts: température sèche, th: température humide, po, pression atmosphérique, elev: élévation du satellite, ho: altitude de la station. En fait, il n'y a pas d'incertitude sur elev, et l'influence de ho sur all est négligeable et on peut donc écrire :

$$\text{all} = f(\text{mod}, \text{ts}, \text{th}, \text{po})$$

Nous présentons dans les tableaux 1 et 2 une étude paramétrique de l'influence de ces quatre paramètres. Nous avons pour cela utilisé des données réelles provenant de la

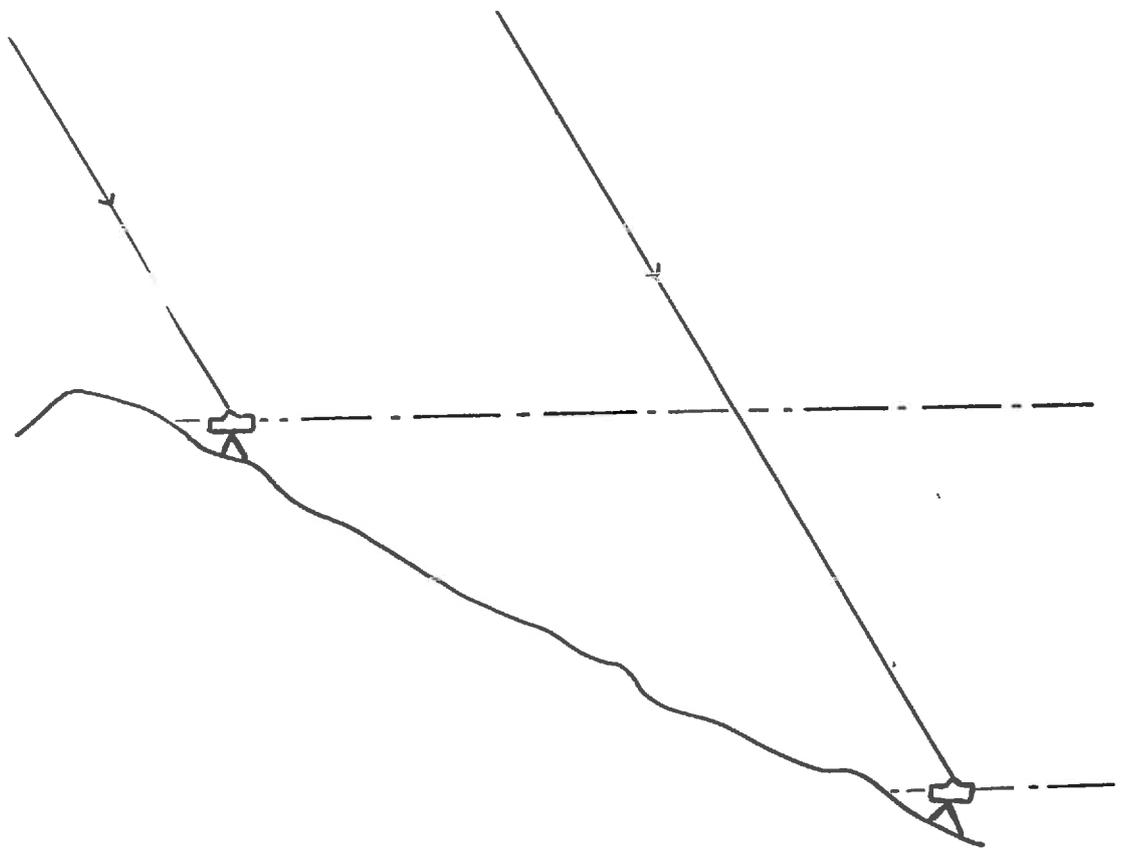
Station	Modèle	Type de modèle	Perturbation	$\Delta L$	
TDF	CNET1		référence	0	
			$t_h - 2^\circ\text{C}$	-41	
	$t_h + 2^\circ\text{C}$		31		
	$t_h + 1^\circ\text{C}$		-1		
	$p + 1\text{mmHg}$		6		
	CNET3		continental	référence	-6
			maritime	$t_h - 2^\circ\text{C}$	-46
référence		-37			
		$t_h - 2^\circ\text{C}$	-70		
VET	CNET1		référence	0	
			$t_h - 2^\circ\text{C}$	-56	
			$t_h + 1^\circ\text{C}$	8	
			$p + 1\text{mmHg}$	6	
	CNET3		continental	référence	-56
			maritime	$t_h - 2^\circ\text{C}$	-105
				$t_h + 2^\circ\text{C}$	-20
				référence	-65
				$t_h - 2^\circ\text{C}$	-113
				$t_h + 2^\circ\text{C}$	-30

Table 4.2: Influence des paramètres météorologiques sur l'allongement troposphérique dans le cas des modèles CNET1 et CNET3 option climat maritime et option climat continental. Exemple de deux stations de l'Etna (TDF et VET situées respectivement à 2915m et 1815m d'altitude). Dans le cas envisagé, l'incidence est de 30 degrés, et les allongements moyens correspondants sont 3.43m et 4.09m). L'allongement peut changer significativement d'un modèle à l'autre, et ne se comporte pas de la même façon selon l'altitude du point. Par contre, les variations sur la température humide ont le même effet quelque soit le modèle et quelle que soit l'altitude du point (en général, les erreurs augmentent lorsque la température humide est assez basse, c'est-à-dire en air assez sec).

campagne réalisée à l'Etna en Mai 1988 (*annexe 5*) : plus précisément nous avons utilisé les observations de deux bases ayant une forte dénivellée pour une faible longueur de base. Nous avons donc utilisé deux exemples : en premier lieu la base VET-TDF (Monte Vetore- Torre del Filosofo) ayant ses deux extrémités situées respectivement à 1800 et 2900 mètres d'altitude et 5km de distance, cette base a également été mesurée en distance (distancemètre laser); en second lieu, la base OBS-CIT (Osservatorio-Rifugio Citelli) qui présente également 1000m de dénivellée pour 4km de distance et qui a été occupée deux jours différents avec des conditions météorologiques différentes ( en particulier un jour sous la pluie qui devrait donner de meilleurs résultats (!) puisque dans ce cas la mesure météorologique la plus difficile à réaliser, la mesure d'humidité, est évidente). Cette étude paramétrique montre que lorsque l'on cherche à corriger l'effet troposphérique en utilisant un modèle empirique, des variations très importantes sont possibles associées soit au choix du modèle soit aux incertitudes sur les mesures au sol. Ces résultats indiquent clairement que l'allongement troposphérique est une très importante source d'erreur pour GPS. Pour diminuer ces erreurs sur des réseaux de petites dimensions, nous allons voir dans la suite comment il est possible de calculer un modèle différentiel de troposphère et d'autre part comment nous avons cherché à nous procurer des valeurs de paramètres troposphériques autrement qu'à partir des simples mesures au sol.

#### *4.2.3) Etude expérimentale de l'allongement troposphérique*

Cette étude a fait l'objet de la campagne dans les Pyrénées en Octobre 1988 (*annexe 5*). Cette expérience a eu lieu en Octobre 1989 avec quatre récepteurs Sercel monofréquence. Le lieu choisi était la région du Pic du Midi de Bigorre qui est l'observatoire le plus élevé de France (2900m). Outre le récepteur placé au Pic, nous avons disposé un second récepteur au Col du Tourmalet (2100m, 3.5 km du sommet) et les deux autres au pied des Pyrénées à Bagnères de Bigorre (600m, 18km du Pic) et Lannemazan (600m, 28km du Pic). Nous disposions donc de points proches mais avec des différences d'altitude très importantes. Les mesures avaient lieu de nuit ce qui réduisait considérablement les possibles perturbations liées à l'ionosphère de même que les perturbations locales de troposphère. En ce qui concerne les mesures météorologiques, en plus des mesures normales effectuées toutes les demi-heures à proximité des récep-



**Figure 4.4: Modèle différentiel de retard troposphérique : ce modèle est à utiliser dans le cas de bases courtes, et particulièrement en montagne. Seule la couche atmosphérique située entre les stations est à prendre en compte. Un coindice moyen est calculé pour cette couche soit à partir de mesures météo au sol, soit à partir de radiosondages ou du modèle PERIDOT de la météorologie nationale.**

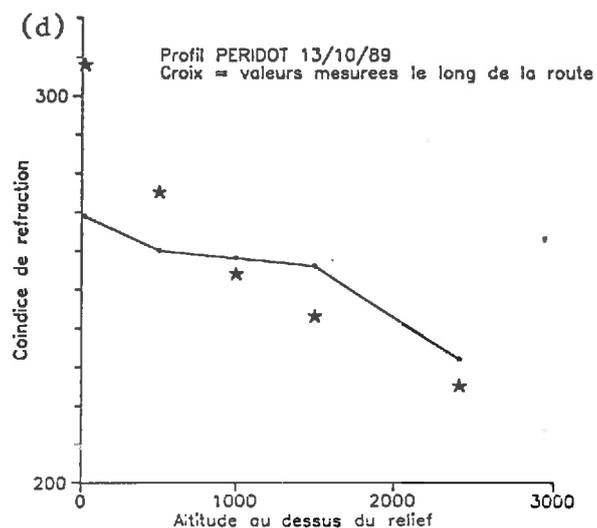
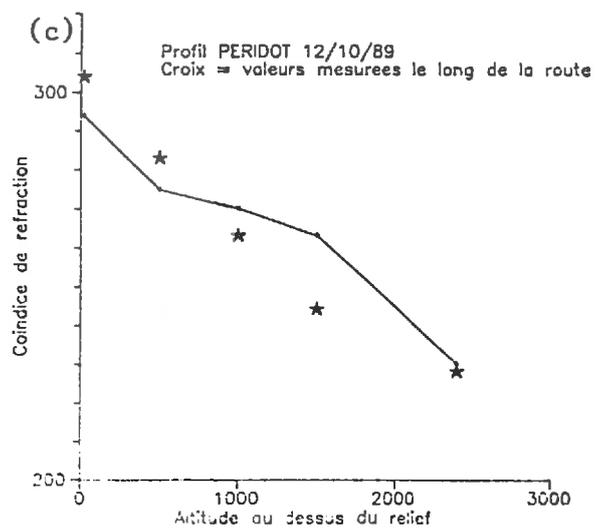
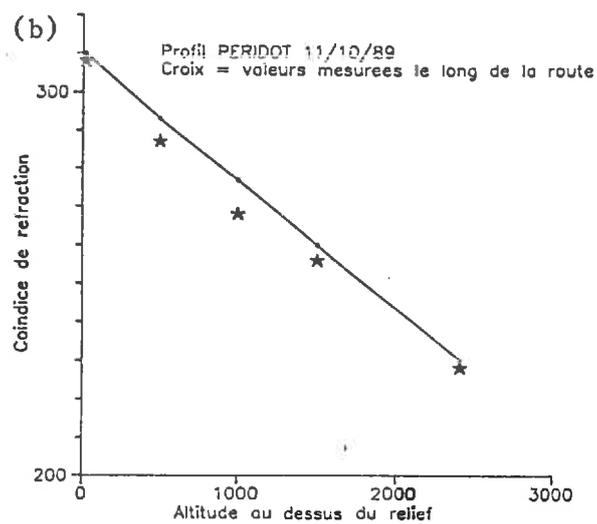
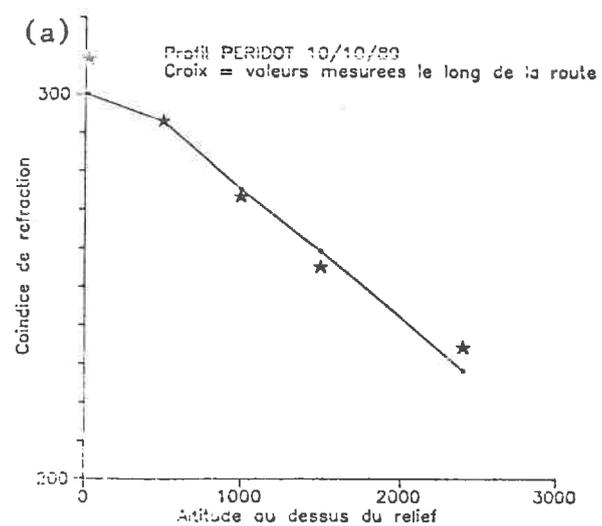
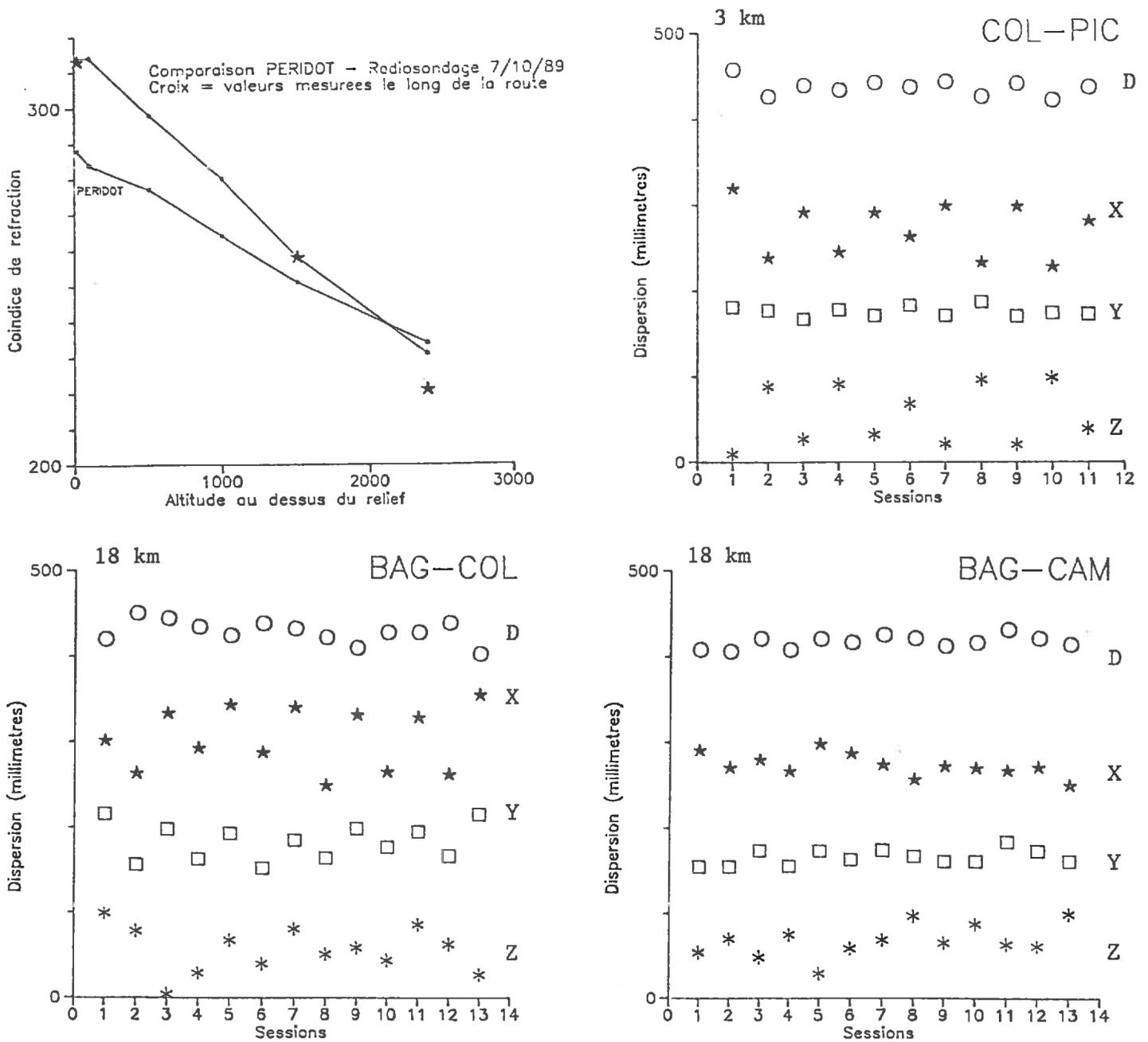


Figure 4.5: Comparaison du profil de coindice obtenu avec le modèle PERIDOT de la météorologie nationale et des coindices obtenus à partir des mesures au sol (étoiles).



**Figure 4.6:**  
 a: Campagne GPS Pyrénées 1989, 7 Octobre : comparaison entre coindices déduits du modèle PERIDOT, obtenus par radio-sondage, obtenus par mesures au sol (étoiles).  
 b,c,d: Répétabilité sur les vecteurs de bases (en utilisant le modèle PERIDOT). Comparer avec la répétabilité en utilisant les mesures météo au sol (*annexe 3 et table3*).

teurs, nous avons effectué chaque nuit des mesures en plusieurs points sur la route qui monte de Bagnères au Col du Tourmalet. De plus nous avons pu obtenir deux radio-sondages (les nuits des 7 et 12 Octobre) effectués au Centre d'Etudes de l'Atmosphère à Campistrous (près de Lannemezan). Enfin, nous avons demandé au service des Travaux Spéciaux de la Météorologie Nationale à Paris de nous fournir les données du modèle Peridot (il s'agit du modèle servant à la prévision du temps en France, ce modèle donne des paramètres météorologiques sur des mailles de 30x30km environ et sur une vingtaine de couches en vertical). La comparaison directe du modèle PERIDOT et des indices de l'air déduits des mesures au sol ne sont pas toujours très bons (fig. 5), nous ne savons pas lesquelles des deux estimations sont les plus proches de la réalité, mais comme nous allons le voir dans la suite, nous avons constaté qu'en définitive, les solutions ne sont pas très différentes. Par contre nous avons trouvé un écart très important entre les données du radio-sondage effectué le 7 Octobre et les valeurs du modèle PERIDOT (fig. 6a). Les premiers résultats de cette campagne ont été présentés lors d'une réunion de travail consacré à GPS organisée en Novembre 1989 à Luxembourg (annexe 3). Nous avons ensuite recalculé toute la campagne en utilisant un modèle différentiel pour prendre en compte l'allongement troposphérique (voir les paragraphes suivants). Nous avons trouvé une bonne répétabilité en distance sur toutes les bases (fig. 6b,c,d), nettement moins bonne pour les composantes X et Z du vecteur de base (donc les composantes qui contribuent à la verticale) surtout pour les deux bases inclinées de BAG-COL et COL-PIC. Enfin, nous avons trouvé une très bonne répétabilité en distance sur la base CAM-PIC de 28.5km (tableau 3): 1.5 cm sur 12 sessions analysées en utilisant les données météorologiques mesurées et de 1.3cm avec les données PERIDOT. De plus dans les deux cas la distance est la même au millimètre près! Par contre, en ce qui concerne les vecteurs et en particulier l'altimétrie, la répétabilité est plus médiocre (6cm dans les deux cas) et les solutions différentes de 4cm entre les deux modèles. Sur la base de cette campagne, nous avons aussi constaté qu'il n'était pas utile d'essayer d'inverser le paramètre d'allongement troposphérique (en effet, nous avons pensé inverser ce paramètre au même titre que les ambiguïtés de cycles ou les coordonnées de la station mobile): en effet dans deux cas particuliers, nous avons constaté en faisant le calcul direct pour des allongements troposphériques différents qu'il était effectivement possible de modifier ce terme troposphérique de façon à faire baisser les résidus lors du calcul. Malheureusement, pour deux sessions consécutives, cette opération conduisait à des termes de troposphère très différents entre les deux sessions (ce qui est peu probable) et de plus à une augmentation de la

	Météo mesurée	$\sigma$	Météo PERIDOT	$\sigma$
dX	16268.433	0.045	16268.389	0.046
dY	-18213.509	0.024	-18213.516	0.018
dZ	-14002.181	0.044	-14002.224	0.043
D	28150.575	0.015	28150.574	0.013
h	2917.063	0.063	2917.001	0.063

Table 4.3: Résultats de la campagne d'Octobre 1989 dans les Pyrénées pour la base CAM-PIC en utilisant 12 sessions de 2h chacune. Comparaison des solutions obtenues avec le coindice mesuré et coindice déduit du modèle PERIDOT.

différence entre les solutions des deux sessions. Par conséquent, il semble que l'inversion du paramètre de troposphère peut conduire à un artefact qui est de faire entrer dans ce paramètres des erreurs qui ne lui sont pas liées (principalement toutes les erreurs qui varient avec l'élévation des satellites).

#### 4.2.3.1) Formules de calcul et variabilité de l'indice de réfraction de l'air

Plutôt que l'indice de l'air qui est toujours très proche de 1, on préfère utiliser le coindice de défraction défini par :

$$N = (n-1) 10^6$$

Une valeur suffisamment précise du coindice de réfraction est donnée par la formule approchée de Bean et Dutton (1966):

$$N = 103.43 \frac{P}{t+273.15} + 497000 \frac{e}{(t+273.15)^2}$$

avec :

P : pression totale (mmHg)

t : température sèche (°C)

e : pression partielle de vapeur d'eau, donné par la formule suivante (Kasser, 1985)

$$e = P_s - 0.00045 P (t-h) (1 + 0.00168 (h+273.15))$$

avec :

$P_s$ : pression de vapeur saturante donné par la formule approchée de Goff-Gratch (Queney, 1974)

$$P_s = \exp (1.53 + 0.071 h - 0.000222 h^2)$$

Au cours de la campagne dans les Pyrénées, le coindice moyen sur la base CAM-PIC était de 250 environ. Pour une différence d'altitude de 2000m environ, cela correspond à un allongement différentiel à la verticale de 60cm. Or l'expérience montre qu'une variation maximale de 30 sur le coindice est possible. Une telle variation correspond à une variation de 4.5cm de l'allongement différentiel à la verticale. Le calcul sur cette base a montré que dans ces conditions, les variations du vecteur atteignaient 1cm en distance, 6 cm en X, 0.3cm en Y et 52cm en Z. Pour une base de 30km et 2000m de dénivellée, cela donne une incertitude sur le positionnement altimétrique de 6cm soit 3mm par tranche de 100m, résultat déjà proposé par Beutler *et al.* (1986).

Paramètre	$\sigma$	(correspondant en m)
a	1m	1m
e	$10^{-7}$	2.6m
i	0.02 sec d'arc	2.6m
$\Omega$	0.02 sec d'arc	2.6m
$t_0$	0.004s	15m

Table 4.4: Incertitudes a priori prises par Beutler *et al* pour l'inversion des paramètres d'orbite de la campagne d'Alaska.

#### 4.2.3.2) Modèle différentiel d'allongement troposphérique

En double-différences, la différence de phase liée à l'allongement troposphérique (*fig.* ) s'écrit approximativement (approximation suffisante pour des stations proches) :

$$\Delta\phi = (T_f - T_m) (1/\sin(ep) - 1/\sin(es))$$

avec :

p et s : indices relatifs aux satellites

f (fixe) et m (mobile) : indices relatifs aux récepteurs

$T_f$  et  $T_m$  allongements totaux à la verticale des stations f et m

ep et es : élévation moyenne des satellites p et s considérés (l'élévation est supposée identique aux deux stations).

Soit  $\Delta\phi = \Delta T_v k(t)$

où k(t) est un coefficient connu calculable.

$$\text{et } \Delta T_v = \int_{hf}^{hm} N dh \cdot 10^{-6} = N_{\text{moy}} \Delta h \cdot 10^{-6}$$

$N_{\text{moy}}$  : coindice moyen de la colonne entre les altitudes hf et hm

#### 4.3) Précision sur la connaissance des orbites

Les orbites radio-diffusées donnent les paramètres Kepleriens de l'orbite de chaque satellite (*fig. 2a et fig. 2b*). D'après Remondi *et al.* (1989) et Beutler *et al.* (1986), les éphémérides transmises actuellement sont suffisantes pour un positionnement précis jusqu'à pratiquement  $10^{-7}$ . Une étude théorique et expérimentale menée par Colombo (1989) montre, d'autre part, que les erreurs dans les éphémérides transmises sont dominées par les effets de résonance de période 12h. Guinot (1989) et Remondi *et al.* (1989) insistent en outre sur le fait que les satellites munis d'horloges au césium sont moins précises et donnent des orbites de moins bonne qualité.

Beutler *et al.* (1986) ont montré que le facteur le plus critique, parmi les paramètres orbitaux, est le terme w+v traduisant la position du satellite sur son orbite (*tab. 5 et 6*). Ces mêmes auteurs ont constaté, après une campagne sur de longues bases en Alaska, qu'ils réalisaient une amélioration notable des solutions comparées VLBI-GPS en inversant les 5 paramètres a,e,i, $\Omega$ , $t_0$  de l'orbite Keplerienne; le paramètre  $\omega$  (argument du périhélie) était tenu fixe car l'orbite est presque circulaire et l'erreur sur ce terme se

Sv	a(m)	e(10 <sup>-7</sup> )	i(°)	Ω(°)	ω+ν(m)
8	-0.18	-1.17	-0.039	0.175	-15.2
9	0.15	-1.9	0.043	-0.061	14.0
11	0.18	-0.14	-0.055	0.087	-0.2
12	0.3	-1.15	0.036	-0.072	-4.1
8	-0.09	0.11	-0.012	-0.017	0.9
9	0.38	-0.16	0.031	-0.02	3.4
11	-0.25	0.29	-0.016	-0.009	0.4
12	0.36	-0.05	-0.01	-0.065	0.1

Table 4.5: d'après Beutler *et al.* (1985). Dans le cas de la campagne d'Alaska de 1985, la première partie du tableau montre l'écart entre une solution et les valeurs a-priori (éphémérides transmis), tandis que la seconde partie du tableau montre un écart typique entre deux solutions différentes.

Nature de l'erreur	Type	Ordre de grandeur
Troposphère (relatif)	Hauteur	3mm/mm d'erreur sur l'allongement vertical
Troposphère (absolu)	Echelle	-0.4 ppm par m d'allongement vertical
Ionosphere	Echelle	-0.7ppm par $10^{17}$ electrons/m <sup>3</sup>
Valeur de GM	Echelle	0.05ppm par ppm de variation de GM
Altitude station fixe	Echelle	-0.4ppm par 10m de variation d'altitude
Coordonnées station fixe	Rotation	

Table 4.6: type d'erreur et ordre de grandeur en fonction de la nature de l'erreur.

confond avec l'erreur sur  $t_0$ . Les incertitudes a priori, prises par Beutler *et al.* (1986) pour ce calcul, sont réunies dans le tableau 4. Enfin, ces auteurs ont constaté que les variations des paramètres orbitaux dans l'inversion (tab. 5) étaient peu sensibles aux incertitudes fixées a priori dans la gamme 1.5m - 150m (solution fortement contrainte par les données).

#### 4.4) Autres problèmes dans les mesures GPS

##### 4.4.1) Les multitrajets

Les multitrajets sont dus à la présence près de l'antenne de structures susceptibles de réfléchir les ondes décimétriques. Ces réflexions parasites provoquent des interférences et induisent des petites erreurs dans le comptage de cycle. D'après deux études récentes (Georgiadou et Kleusberg, 1988; Davis *et al.*, 1989), les multitrajets peuvent provoquer des erreurs de plusieurs dixièmes de cycle (équivalent de plusieurs cm). La durée de perturbation par un multitrajet peut varier de quelques minutes à une heure et donc de longues sessions d'observation peuvent suffire pour réduire l'influence de ces perturbations. En mode cinématique, en revanche, on ne reste que quelques minutes en station, et on n'est donc pas à l'abri de ce type d'erreur. Le remède à ces erreurs est évident: éliminer tout réflecteur du cône de réception de l'antenne. Les multitrajets peuvent être mis en évidence directement sur de courtes bases de 1 à 100m par exemple (en traitant simultanément la pseudo-distance et la phase comme le propose Evans (1986)) Dans ce cas, en effet, on peut admettre que le délai ionosphérique est le même pour les deux stations. Par conséquent, toute variation brusque du résidu de phase dans le traitement par double-différence sera un multitrajet. Bien sûr, avec un récepteur bifréquence, la même expérience peut être réalisée sur une plus longue base. Au cours des campagnes que nous avons effectuées jusqu'à présent, nous n'avons jamais observé clairement des multitrajets. Ceci est normal, puisqu'avec des récepteurs monofréquence, il est impossible de distinguer, sur une base de quelques kilomètres, entre un résidu de phase dû à un effet ionosphérique et un résidu dû à un multitrajet. Toutefois, nous pensons que les antennes Sercel munies d'un plan absorbant coupant à 5 degrés au dessus de l'horizontale permettent le plus souvent d'éviter les multitrajet.

##### 4.4.2) Les sauts de cycle

Un saut de cycle est une discontinuité dans le comptage de la phase. Il s'agit en principe d'une valeur entière ou demi-entière si la boucle à verrouillage de phase du récepteur peut accrocher la porteuse en opposition de phase. Les récepteurs Sercel ne produisent pratiquement jamais de sauts de phase. Cependant, à en juger par une littérature abondante sur ce sujet, il s'agit d'un problème qui a été très souvent rencontré avec d'autres types de récepteurs. Evidemment, ce problème complique beaucoup le traitement des données puisqu'il faut en principe introduire autant d'inconnues entières supplémentaires qu'il y a de sauts. En fait, on procède en général en effectuant un prétraitement des données au cours duquel on commence par éliminer les sauts en calculant des triple-différences qui doivent être proches de zéro s'il n'y a pas de saut et peuvent être calculées même avec des coordonnées assez approchées des points.

## **5) MODES OPERATOIRES POUR LES MESURES GPS**

### **5.1) Mesures GPS en mode statique**

C'est la méthode classique d'observation différentielle, sur laquelle nous ne reviendrons pas. Elle consiste à enregistrer les signaux des mêmes satellites à poste fixe durant plusieurs heures en deux ou plusieurs stations.

### **5.2) Mesures GPS en mode cinématique de précision**

Dans le traitement classique des données GPS, on recherche (par inversion)  $3+(n-1)$  paramètres (les trois coordonnées de la station "mobile" plus  $(n-1)$  ambiguïtés entières si  $n$  est le nombre de satellites que l'on acquiert. Le principe du GPS cinématique est qu'une fois déterminées les valeurs des  $(n-1)$  ambiguïtés entières (entre une heure et quelques minutes selon la technique utilisée) il est possible de déplacer le récepteur mobile, en conservant le verrouillage sur les fréquences des satellites à condition évidemment de prenant garde qu'il n'y ait jamais d'obstacles à la réception. De la sorte, les ambiguïtés de cycles ne sont pas modifiées et la détermination de nouvelles coordonnées n'exige que quelques minutes de station (on admet que dans ce genre d'application on ne désire pas une précision meilleure que le cm, ce qui sera justifié dans le cas de tous les réseaux où les déformations attendues dépassent largement cette valeur

et où l'on souhaite densifier les mesures). Willis (1989) distingue 4 types de procédés opératoires pour le GPS cinématique:

1) calibration sur une base connue (on observe une ligne de base GPS pendant assez longtemps pour pouvoir traiter ces mesures en mode statique et déterminer les positions relatives et les ambiguïtés. Cette méthode est très facile mais implique une perte de temps de 30mn à une heure au début. Cette perte de temps est actuellement un problème parce que les fenêtres d'observation sont réduites, mais ce problème devrait disparaître avec l'augmentation du nombre de satellites.

2) permutation des antennes (Remondi, 1987) : cette méthode est une variante astucieuse de la méthode précédente. Elle consiste à permuter brièvement les antennes des deux récepteurs au début des observations. Le calcul montre que dans ce cas, les dérivées partielles par rapport aux coordonnées changent de signe alors que celles par rapport aux ambiguïtés restent les mêmes; alors, il est possible de déterminer instantanément les ambiguïtés entières.

3) pseudo-cinématique: on restationne en fin de session le point de départ que l'on n'a pas nécessairement stationné longtemps (cette méthode revient à considérer les données relatives à ce point comme des données d'un fichier classique statique auxquelles on laisse seulement les époques initiales et finales.

4) cinématique total: compensation par moindres carrés de toutes les mesures dans le cas où le récepteur dispose de plus de cinq canaux.

### 5.2.1) Traitement des données cinématiques

Le plus grand problème de mise en oeuvre du GPS cinématique est le risque de perdre momentanément la porteuse au cours de la manipulation de l'antenne et de son transport (équivalent à un saut de cycle). Différentes méthodes ont été proposées pour retrouver rapidement les ambiguïtés de cycles. En particulier, Landau (1989) suggère la combinaison phase-pseudo distance:

$$\Delta\rho(t) = \lambda (\phi(t) - \phi(t_1)) - (\rho(t) - \rho(t_1))$$

permet en général de retrouver l'ambiguïté à quelques entiers près.

De même, la combinaison des deux fréquences peut être utilisée dans le cas où le comptage de  $L_2$  est perdu mais pas celui de  $L_1$ :

$$\delta\phi(t) = \phi_1(t) - \frac{f_1}{f_2} \phi_2(t)$$

---

Une autre méthode sur laquelle nous reviendrons est tout simplement d'introduire des coordonnées assez précises du point que l'on stationne (si on en connaît) pour pouvoir d'abord calculer les ambiguïtés en fixant les coordonnées, puis en déduire les coordonnées définitives.

### *5.2.2) Résultats d'essais de mesures de GPS cinématique*

Comme le problème du GPS cinématique réside au moins autant dans la mise en oeuvre pratique que dans le traitement des données, nous avons procédé en Juin 1989 à deux journées d'essais sur un petit réseau test que nous avons installé à Ury (60km au Sud de Paris). Ces essais ont été effectués avec des récepteurs Ashtech et Sercel monofréquences. Les cinq points du réseau ont d'abord été mesurés en GPS statique, puis en GPS cinématique. De plus des mesures de géodésie classique ont été effectuées. Les résultats ont montré (*annexe 5*) que la mise en oeuvre expérimentale de la méthode GPS cinématique était compatible avec les conditions que nous pensons rencontrer dans le futur sur le terrain. Les deux récepteurs ont conservé le suivi de phase, en particulier au passage sous une ligne électrique; d'autre part il est clair que la mise en oeuvre de cette méthode avec les nouveaux récepteurs Ashtech, peu encombrants (8kg) et autonomes, est considérablement simplifiée par rapport à la même expérimentation avec les encombrants Sercel. D'autre part, les résultats des calculs ont montré des solutions en bon accord pour les deux types de récepteurs, des valeurs comparables entre sessions statiques et sessions cinématiques de même qu'avec les mesures au sol. Un tableau figurant en annexe résume ces résultats.

### *5.2.3) GPS en mode cinématique sur un réseau de répétition*

Dans le cas particulier des réseaux de répétitions, pour lesquels on pense que le mouvement des points n'excède pas quelques centimètres, une perte de phase n'est plus un handicap. En effet, les coordonnées du point étant connues (données des observations précédentes) on fixe d'abord ces coordonnées pour retrouver les ambiguïtés de cycles (quelques minutes suffisent) puis les ambiguïtés trouvées, on résoud pour les coordonnées. En fait, d'ailleurs, cette méthode est généralisable à tous les cas où l'on connaît a priori, à partir d'informations indépendantes, les coordonnées des

points à quelques centimètres près.

## 6) ESSAIS DE CALIBRATION ABSOLUE - ESSAIS DE REPETABILITE

Pour les essais de calibration absolue, nous pouvons citer principalement tous les essais réalisés par comparaison avec VLBI sur des bases de plusieurs milliers de km aux Etats-Unis. Je ne me suis pas intéressé particulièrement à ce sujet, mais plusieurs travaux récents indiquent un accord à  $10^{-8}$  entre VLBI et GPS. Sur de petits réseaux, le seul exemple bien documenté de comparaison est celui de Gurtner *et al.* sur le réseau de Turtman en Suisse.

Cependant, dans de nombreux cas, la comparaison directe de GPS avec d'autres méthodes est difficile à réaliser, c'est pourquoi l'on est souvent amené à utiliser la répétabilité (cohérence interne) comme critère pour la bonne qualité des résultats. On trouve cependant assez peu d'études de répétabilité effectuées sur des réseaux de moyenne dimension (en fait, aux Etats Unis, les essais de GPS semblent avoir été axés d'emblée sur des base très grandes et la comparaison directe avec VLBI, avec recalcul des orbites, mesures météorologiques très fines, ...). Ce type d'intercomparaison a révélé un accord avec VLBI de l'ordre de  $10^{-8}$ . En ce qui concerne la répétabilité, nous pouvons citer les essais de Coulon et Caristan (1989) qui ont observé des écarts maximaux de 1 à 3ppm (rms 1ppm) sur des distances de 30 km mesurées en monofréquence de nuit et des écarts maximums de 5ppm sur les composantes du vecteur (rms 2ppm). Au cours de la campagne d'Octobre 1989 dans les Pyrénées nous avons obtenu des résultats légèrement meilleurs (rms de 0.3 ppm sur la distance et de 1.3 ppm sur les vecteurs, et écarts maximum de 1ppm et 3ppm respectivement). En définitive, je pense que cette précision de mesure (0.3ppm) sur la distance peut être aisément reproduite dans le futur en décidant une fois pour toutes de ne faire que des observation de nuit étant donné que l'effet ionosphérique est beaucoup plus stable la nuit et que les corrections troposphériques plus faciles à calculer (troposphère plus homogène). Un dernier exemple d'amélioration de la répétabilité provient de Ware et Rocken ( ). Ces auteurs ont effectué des essais sur des bases de quelques dizaines de km avec des récepteurs monofréquence et ont montré que la répétabilité en distance passait de 2ppm à 0.6 ppm en utilisant pour la troposphère des données de radiomètre de vapeur d'eau.

Figure 4.7: Campagne GPS Djibouti 1987 : incertitudes sur les composantes X, Y, Z du vecteur WGS84 en fonction de la longueur de la base. Valeurs calculées par le logiciel développé à l'IPG. En moyenne, l'incertitude relative est de 2ppm.

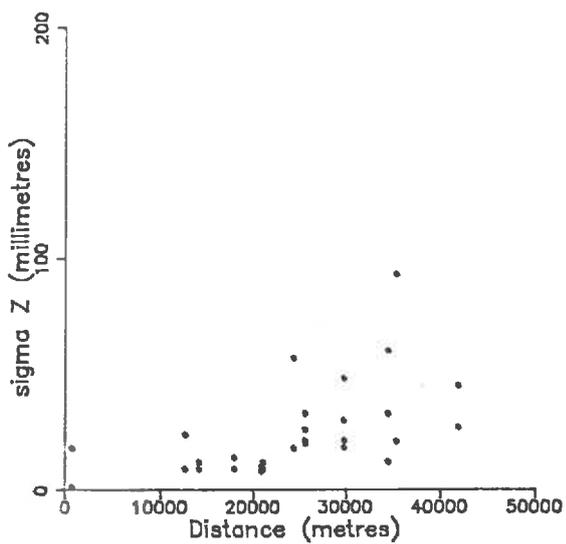
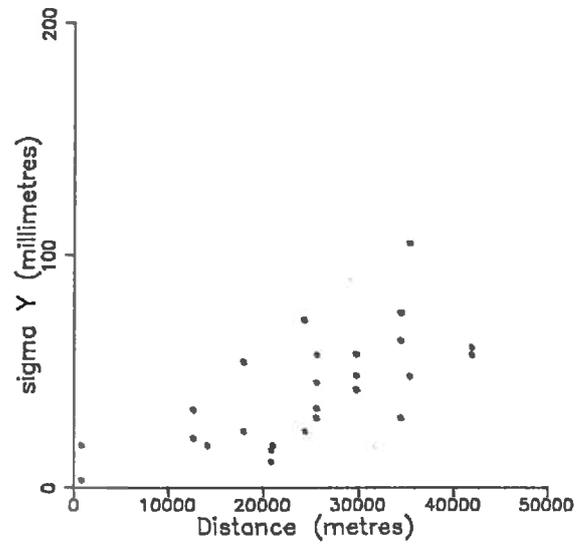
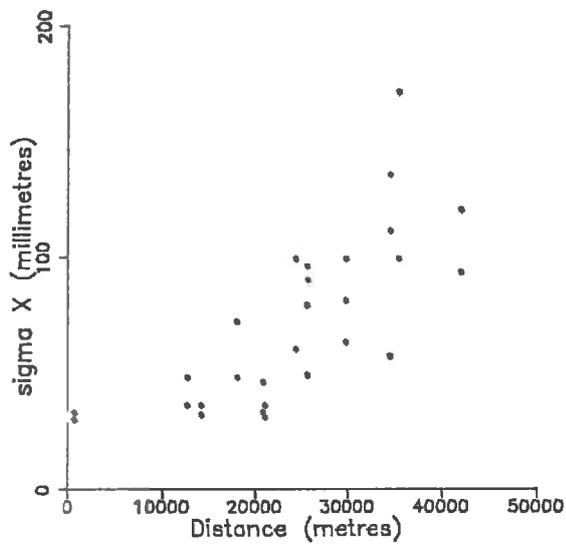
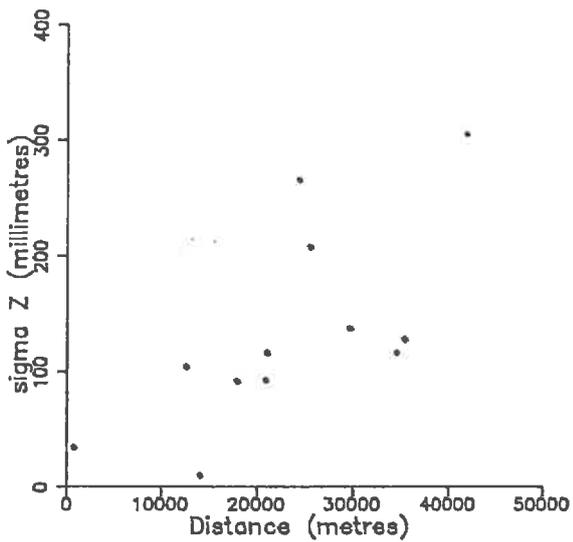
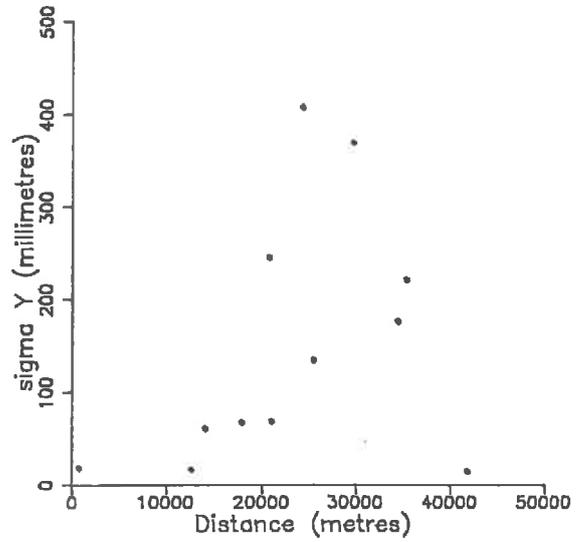
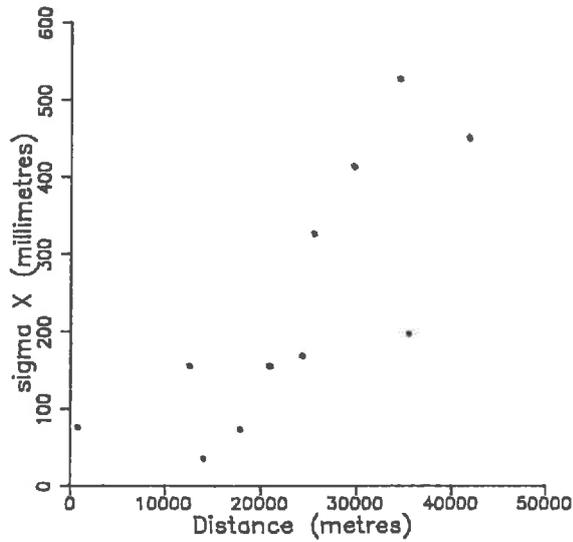


Figure 4.8: Campagne GPS Djibouti 1987 : écart-type sur les composantes X, Y, Z du vecteur WGS84 en fonction de la longueur de la base (cet écart-type a été calculé pour toutes les bases observées au mois 4 fois). En moyenne, on trouve une valeur de 8ppm, beaucoup plus élevé que l'incertitude issue du traitement des données GPS (figure précédente).



```

/R 523 714000
1 62648404723 855706408 12 7 40 0
2 62725815956 85249468152 11 5 72 0
3 62654684463 89518094852 9 7 48 0
4 62748503069 79977038365 6 2 148 0
5 62765581521 81520734766 16 2 59 0
/R 523 714600
1 62648019708 3316358342 12 6 43 0
2 62725070829 87766860245 11 5 42 0
3 62655302198 91820777953 9 8 30 0
4 62749637494 82198316865 6 2 168 0
5 62766960781 83703454525 16 2 77 0

```

TABLE 4.7

```

RECORD = 100
SV TXMTTIME CDPHSE INTD CAR1 CAR2
13 71399.9200 12253879.590 -768477.970 0.241 0.937
6 71399.9231 12119362.305 254596.850 0.073 0.450
9 71399.9326 9264422.025 4604566.780 0.389 0.261
12 71399.9316 9553653.585 -8993408.550 0.903 0.116
11 71399.9249 11577599.520 -4335164.690 0.424 0.096
RECORD = 101
SV TXMTTIME CDPHSE INTD CAR1 CAR2
13 71459.9201 12253879.590 -977429.270 0.959 0.630
6 71459.9229 11858392.275 458607.190 0.456 0.001
9 71459.9325 8987959.710 4727169.300 0.898 0.171
12 71459.9317 9247130.355 -9028779.400 0.052 0.812
11 71459.9249 11260278.180 -4427279.180 0.920 0.154

```

TABLE 4.8

Tables 4.7 et 4.8: Exemple de données brutes. Chaque bloc de données correspond à une époque d'acquisition (ici 60 s). La masse de données à traiter est de l'ordre de 100k octets pour une session de mesures de 2h. Une campagne de 10 jours comme celle des Pyrénées en Octobre 1989 (avec quatre récepteurs) représente environ 10M octets de données. Cette table montre des fichiers bruts SERCEL et ASHTECH pour des époques identiques en deux points proches. En tête de bloc du fichier SERCEL apparaît la semaine GPS et l'heure de transmission (le récepteur déclenche sa mesure à la réception de cette heure), puis on trouve une ligne par canal avec: numéro de canal, pseudo-distance exprimée en  $10^{-10}$  s, phase exprimée en  $10^{-3}$  cycles, numéro de satellite, .... On n'a pas actuellement accès de façon simple aux données ASCII des récepteurs ASHTECH. Néanmoins, un programme utilitaire permet de créer un fichier ASCII permettant en principe de traiter les données de phase (mais pas la pseudo-distance). En tête de bloc du fichier ASHTECH apparaît le numéro d'enregistrement dans la session. Sur chaque ligne, on trouve le numéro de satellite, le temps d'émission exprimé en secondes, donc avec  $10^{-4}$  de résolution. Ce temps est suffisant pour traiter la phase mais ne permet pas de traiter la pseudo-distance. D'autre part on voit que ce modèle de récepteur déclenche sa mesure non pas à la reconnaissance d'une certaine transition de code du message, mais à une époque locale valable pour tous les canaux. Pour des époques de déclenchement entières, le message du satellite auquel s'intéresse le récepteur est en avance du temps de propagation satellite-station. C'est pourquoi les temps sont tous inférieurs d'environ 0.1s par rapport au temps entier. Les satellites les plus éloignés ont le temps d'émission le plus petit. Ensuite on trouve le comptage de phase (INTD). Pour se familiariser, le lecteur peut calculer des combinaisons de double-différences (pour le même récepteur faire la différence à deux époques de la différences des phases entre deux satellites, puis faire de même pour l'autre récepteur, les quantités trouvées seront identiques)

Les études de répétabilité sur plusieurs sessions à partir des données de la campagne des Pyrénées ou de la campagne de Djibouti (1987) indiquent d'autre part un résultat important (qui se vérifie systématiquement mais est plus clair dans le cas des données de Djibouti car nous ne pouvions pas fixer les ambiguïtés de cycles) : il s'agit du fait que les logiciels donnent toujours des incertitudes très optimistes par rapport à la répétabilité vraie (*fig. 7 et fig. 8*). Ce résultat démontre la nécessité d'une grande redondance dans les mesures d'un réseau et si possible avec différentes géométries des satellites.

## 7) MIXAGE DE DONNEES DE PLUSIEURS RECEPTEURS

Ce genre de problème se posera de plus en plus dans le futur, car nous serons de plus en plus appelés à réaliser des mesures avec des appareils de types différents. Nous y sommes confrontés depuis l'acquisition de nouveaux récepteurs de marque Ashtech différents de ceux que nous avions auparavant. Cette question soulève deux problèmes: le premier est que les récepteurs n'ont pas tous le même principe d'acquisition : Le récepteur Sercel, par exemple, effectue un comptage de cycles référé à des transitions de code du signal émis par les satellites (et localement les temps de réception de ces signaux ne sont pas identiques). D'autres récepteurs fonctionnent en temps local et font toutes les acquisitions de données de façon synchrone dans ce repère de temps (Trimble, TI, ..). Enfin des récepteurs récents comme le Ashtech effectuent en permanence une correction de leur horloge locale grâce à un calcul en temps réel des pseudo-distance. Ce type de récepteur possède alors une dérive instrumentale assez basse pour être négligée lors du traitement par double-différences. L'astuce qui consiste à faire calculer en temps réel sa propre dérive d'horloge par le récepteur permet de plus d'éviter de devoir fabriquer des récepteurs ayant une horloge très stable et donc très bien thermostatée. Cela diminue considérablement à la fois le prix de revient de l'appareil, son poids et sa consommation.

En ce qui concerne par exemple, le cas auquel je suis confronté actuellement de mixage de données Ashtech et Sercel, les temps de référence des deux récepteurs sont typiquement différents de 0.1s (temps moyen de parcours de l'information satellite-Terre). Ce temps correspond à un déplacement de 300m du satellite sur son orbite, soit une variation d'angle au centre de  $12 \mu\text{rd}$ . En un tel temps, l'écart entre l'arc de cercle et la tangente est égal à 2mm et par conséquent, on voit que pour ces deux récepteurs,

le décalage est suffisamment petit pour que l'on stocke simplement la vitesse du satellite à chaque époque dans le fichier d'orbites et l'on reconstitue de la sorte la position vraie du satellite au moment de l'émission du signal décelé par le récepteur. En fait, il a été démontré (Landau, 1989) que l'on pouvait traiter les données de deux récepteurs en double-différence jusqu'à des décalages de l'époque de mesure atteignant 1 à 2s.

---

**BIBLIOGRAPHIE**

- Azoulay A., 1976. *Etude de l'influence de la troposphère sur la mesure de distance Terre-satellite*. Note technique CNET/EST/APH/34.
- Bean B.R. and Dutton E.J., 1966. *Radio meteorology*. Monograph 92, Nat. Bur. of Stand., Gaithersburg, Md.
- Beutler G., Gurtner W., Rothacher M., Schildknecht T. and Bauersima I., 1986. *Determination of GPS orbits using double difference carrier phase observations from regional networks*. Bull. Geod., 60, 205-220.
- Beutler G., Gurtner W., Rothacher M., Schildknecht T. and Bauersima I., 1986. *Using the Global Positioning System (GPS) for high precision geodetic surveys: highlights and problem areas*. Papier présenté à : IEEE 1986 positioning location and navigation symposium (PLANS '86), Las Vegas 1986.
- Beutler G., Bauersima I., Botton S., Gurtner W., Rothacher M. and Schildknecht T., 1987. *Accuracy and biases in the geodetic application of the Global Positioning System*. Papier présenté à la 19e assemblée générale de l'IUGG, Vancouver 1987.
- Beutler G., Bauersima I., Gurtner W., Rothacher M., Schildknecht T. and Geiger A., 1987. *Atmospheric refraction and other important biases in GPS carrier phase observations*. Papier présenté à la 19e assemblée générale de l'IUGG, Vancouver 1987.
- Beutler G., Bauersima I., Gurtner W., Rothacher M. and Schildknecht T., 1987. *Evaluation of the 1984 Alaska Global Positioning System campaign with the Bernese GPS software*. J. Geophys. Res, 92, 1295-1303.
- Beutler G., Gurtner W., Hugentobler U., Rothacher M., Schildknecht T. and Wild U., 1988. *Ionosphere and GPS processing Techniques*. ???
- Berrada Baby H., Golé P. et Lavergnat J., 1987. *Effets de la troposphère sur les mesures de distance Terre-satellite. Application au projet DORIS*. Note technique CNET/CRPE, n° 158.
- Berrada Baby H., Golé P. and Lavergnat J., 1988. *A model for the tropospheric excess path length of radio waves from surface meteorological measurements*. Radio Science, 23, 1023-1038.
- Budden K.G., 1966. *Radio waves in the ionosphere*. Cambridge University Press, 42 pp.
- Colombo O.L., 1989. *The dynamics of Global Positioning System orbits and the determination of precise ephemerides*. J. Geophys. Res., 94, 9167-9182.
- Coulon B. and Caristan Y., 1989. *Monitoring displacements by GPS : a calibration test*. Papier présenté à la 125e réunion de l'AIG, Edimbourg, Août 1989.
- Davies K., 1966. *Ionospheric Radio Propagation*. Dover Publ, New York.
- Davis J.L., Prescott W.H., Svarc J.L. and Wendt K.J., 1989. *Assessment of Global Positioning System measurements for studies of crustal deformation*. J. Geophys. Res., 94,

13635-13650.

Dodson A., 1988. *The effects of atmospheric refraction on GPS measurements*. Seminar on the Global Positioning System, University of Nottingham.

Dong D. and Bock Y., 1989. *Global Positioning System network analysis with phase ambiguity resolution applied to crustal deformation studies in California*. J. Geophys. Res., 94, 3949-3966.

Dziubich J.M., 1984. *Le système de positionnement NAVSTAR-GPS*. CNAM/ESGT, Paris.

Georgiadou Y. and Kleusberg A., 1988. *On the effect of ionospheric delay on geodetic relative GPS positioning*. Manuscripta geodaetica, 13, 1-8.

Georgiadou Y. and Kleusberg A., 1988. *On carrier multipath effects in relative GPS positioning*. Manuscripta geodaetica, 13, 172-179.

Goad C.C. and Remondi B.W., 1984. *Initial relative positioning results using the Global Positioning System*. Bull. Geod., 58, 193-210.

Gurtner W., 1987. *GPS-papers presented by the astronomical institute of the University of Berne in the year 1987*. Druckerei der Universitaet Bern, 1987.

Gurtner W., Beutler G., Botton S., Rothacher M., Geiger A., Kahle H.G., Schneider D. and Wiget A., 1989. *The use of the Global Positioning System in mountainous areas*. Manuscripta Geodaetica, 14, 53-60.

Hopfield H.S., 1968. *The effect of tropospheric refraction on the Doppler shift of a satellite signal*. J. Geophys. Res., 68 (18), ...

Japanese University's Consortium for GPS Research, 1989. *Use of GPS for the prediction of M=7 earthquake at the Sagami Bay area, South Kanto, Japan*. I.A.G., 125<sup>e</sup> réunion, Edimbourg, Ecosse.

Kasser M., 1985. *Appareils Electroniques de mesures de distances*. IGN.

Kellog J., Dixon T. and Neilan R., 1989. *CASA Central and South America GPS geodesy*. EOS June 13, 1989.

Kleusberg A., 1986. *Ionospheric propagation effects in geodetic relative GPS positioning*. Manuscripta geodaeticae, 11, 256-261.

Lambeck K., 1988. *Geophysical Geodesy*. Oxford University Press, 718pp.

Landau H., 1989. *Precise kinematic GPS positioning. Experience on a land vehicle using TI4100 receivers and software*. Bull. Géod., 63, 85-96.

Lichten S.M. and Bertiger W.I., 1989. *Demonstration of sub-meter orbit determination and 1.5 parts in 10<sup>8</sup> three-dimensional baseline accuracy*. Bull. Géod. 63, 167-189.

Neilan R.E., Dixon T.H., Meehan T.K., Melbourne W.G., Scheid J.A., Kellog J.N. and Stowell J.L., 1989. *Operation aspects of CASA UNO '88 - The first large scale in-*

---

*ternational GPS geodetic network*. IEE Transactions on Instrumentation and Measurements, 38, 648-651.

Prescott W.H., Davis J.L. and Svarc J.L., 1989. *Global Positioning System measurements for crustal deformation : precision and accuracy*. Science, 244, 1337-1340.

Queney P., 1974. *Elements de météorologie*. Masson & Cie, Paris.

Remondi B.W., 1985. Thèse PhD.

Remondi B.W., 1985. *Global Positioning System carrier phase. Description and use*. Bull. Geod., 59, 361-377.

Smith R.B., Reilinger R.E., Meertens C.M., Hollis J.R., Holdahl S.R., Dzurisin D., Gross W.K. and Klingele E.E., 1989. *What's moving at Yellowstone ?*. EOS February 21, 1989.

Tralli, 1988. JGR 93, 6545-6557.

Vanicek P. and Krakiwsky E., 1986. *Geodesy. The concepts*. Elsevier, Netherlands.

Ware R.H., Rocken C. and Hurd K.J., 1986. *A Global Positioning System baseline determination including bias fixing and water vapor radiometer corrections*. J. Geophys. Res., 91, 9183-9192.

Wells D.E., Beck N., Delikaraoglou D., Kleusberg A., Krakiwsky E.J., Lachapelle G., Langley R.B., Nakiboglu M., Schwarz K.P., Tranquilla J.M. and Vanicek P., 1986. *Guide to GPS positioning*. Canadian GPS Associates, Fredericton, N.B., Canada.

Willis P., 1989. *Utilisation du GPS en mode cinématique de précision*. Géomètre, 132, 3, numéro spécial GPS.

Willis P., 1989. *Méthodes de traitement de la phase GPS pour la localisation relative (statique et cinématique)*. Applications à la géodésie. Thèse de doctorat de l'Observatoire de Paris.

## CHAPITRE 5

### EXEMPLES DE MODELISATION DE DEFORMATIONS

#### INTRODUCTION

Dans ce chapitre, je présenterai quelques réflexions et modélisations que j'ai menées dans le cadre de cette thèse. Je me suis surtout intéressé d'une part aux processus de déformation de volcans (déformations lentes associées au fonctionnement du réservoir magmatique, déformations rapides associées à la propagation des fractures éruptives), d'autre part à la modélisation des déformations associées aux séismes. Pour pouvoir valablement faire un travail de modélisation, il fallait des données de bonne qualité et en nombre suffisant. Pour les volcans, je me suis intéressé au Piton de la Fournaise (il existe un seul jeu de données vraiment intéressant, celui correspondant aux levés photogrammétriques de 1981 et 1984, procurant les variations de coordonnées de 125 points) à l'Etna (données relativement bonnes concernant l'éruption de Septembre-Octobre 1989). Pour les séismes, je me suis intéressé au séisme d'Irpinia (Apennin Méridional) survenu en 1980. Ce séisme est avec celui d'El Asnam parmi les séismes européens les mieux documentés des dix dernières années. En ce qui concerne les modèles, je n'en ai en définitive utilisé qu'un seul : un programme de dislocation et ouverture dans un demi espace homogène élastique. Ce modèle est simple mais d'une part, l'expérience montre qu'il rend souvent compte des observations en quantifiant convenablement la taille de la source, d'autre part, grâce à un faible nombre de paramètres, il est bien adapté au petit nombre de données disponibles. Il s'agit donc d'un modèle de type "cinématique", qui, à partir d'une géométrie donnée de source donne le champ de déformation sur une surface sans se préoccuper des contraintes préexistantes dans le milieu. Récemment ce type de modèle a été utilisé avec succès par King *et al.* (1988) et Stein *et al.* (1988) pour rendre compte de la croissance de structures topographiques produites par des séismes répétés (il s'agit d'une idée déjà ancienne). L'introduction de la "dynamique", donc le calcul des déformations à partir des contraintes appliquées est le but actuel de nombreuses recherches, mais je ne me suis pas intéressé à cette question dans cette thèse.

#### 1) MODELES DE DEFORMATIONS SISMIQUES

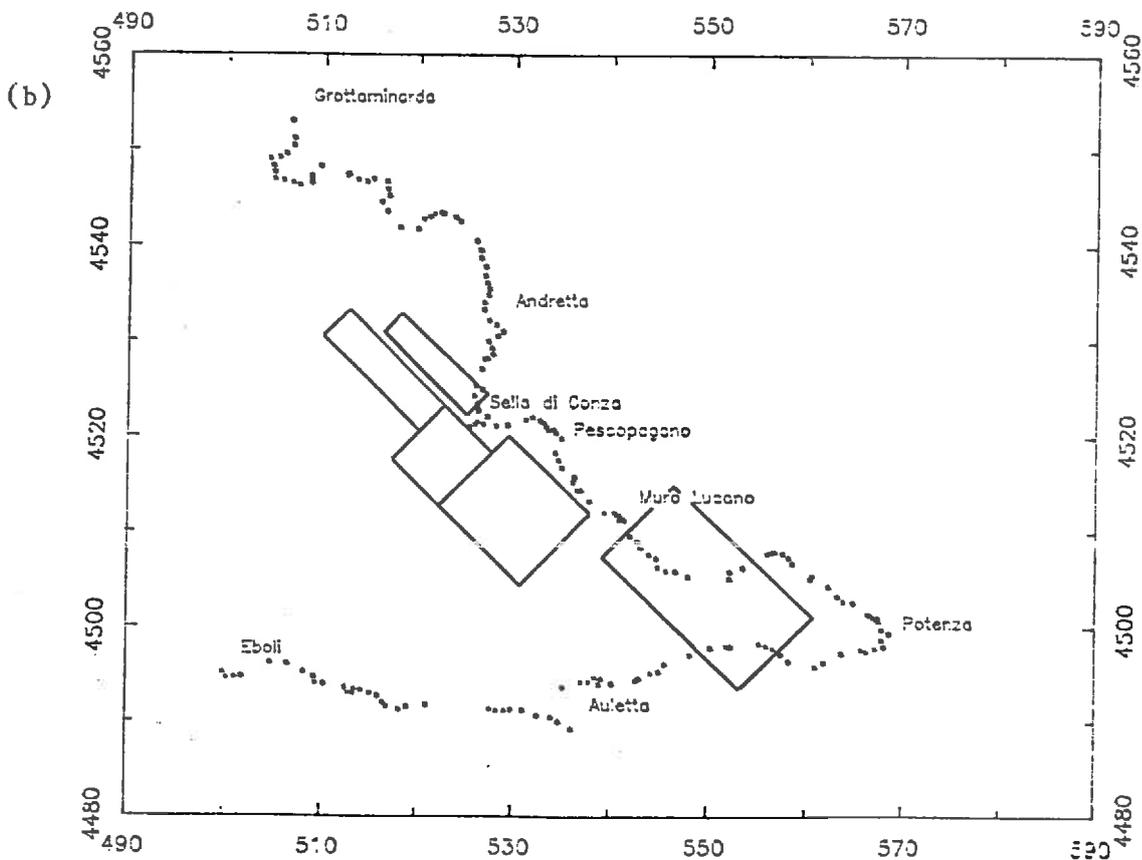
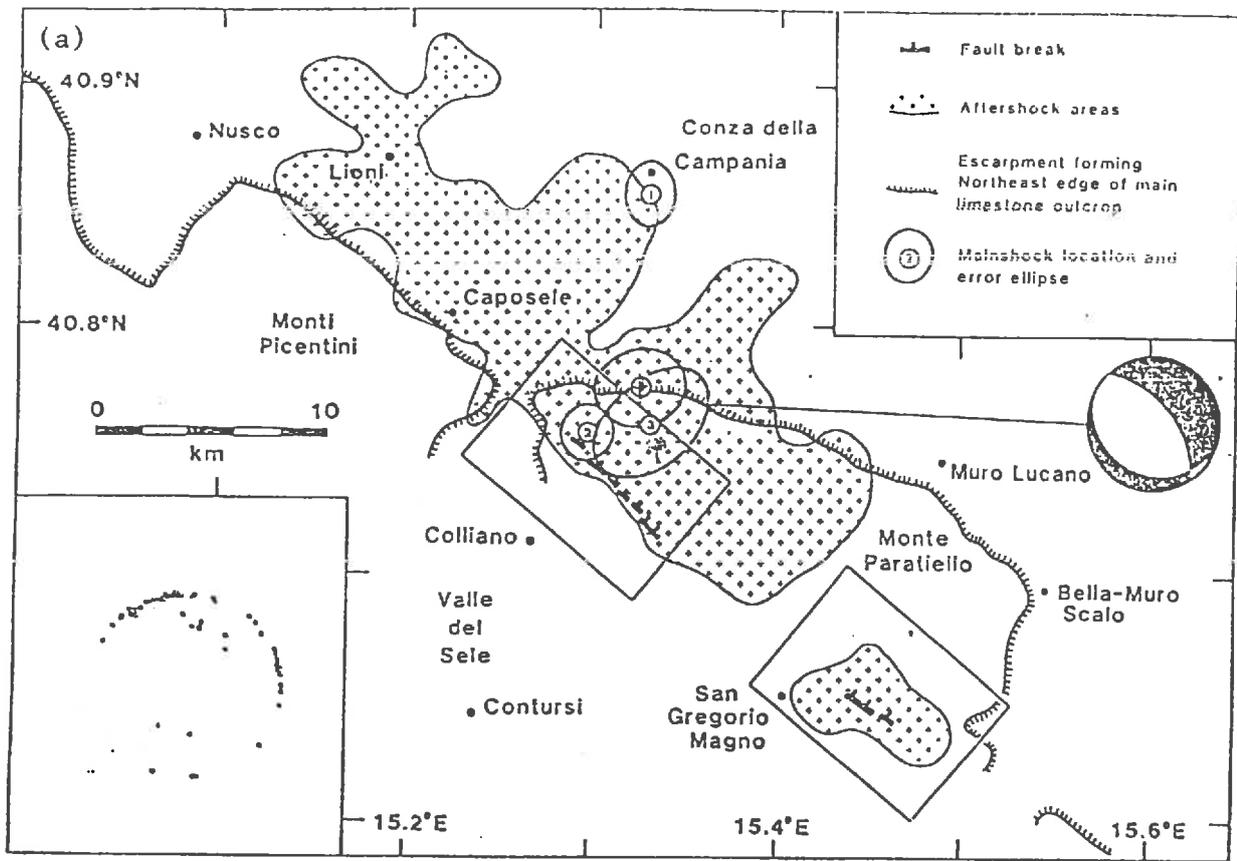


Figure 5.1a: Carte de la zone épiscopentrale (Westaway and Jackson, 1987). Les traces en surface de Monte Marzano et San Gregorio Magno sont indiquées ainsi que la localisation du choc principal d'après ces auteurs.

Figure 5.1b: Lignes de nivellement mesurées en 1959 et 1981 ainsi que les cinq failles proposées dans le modèle final. Les trois failles attenantes correspondent au choc principal (la partie centrale est la haute vallée du Sele). La faille Sud, à faible pendage correspond au choc à 20 secondes. La dernière faille, associée au choc à 40 secondes forme un graben avec la faille principale.

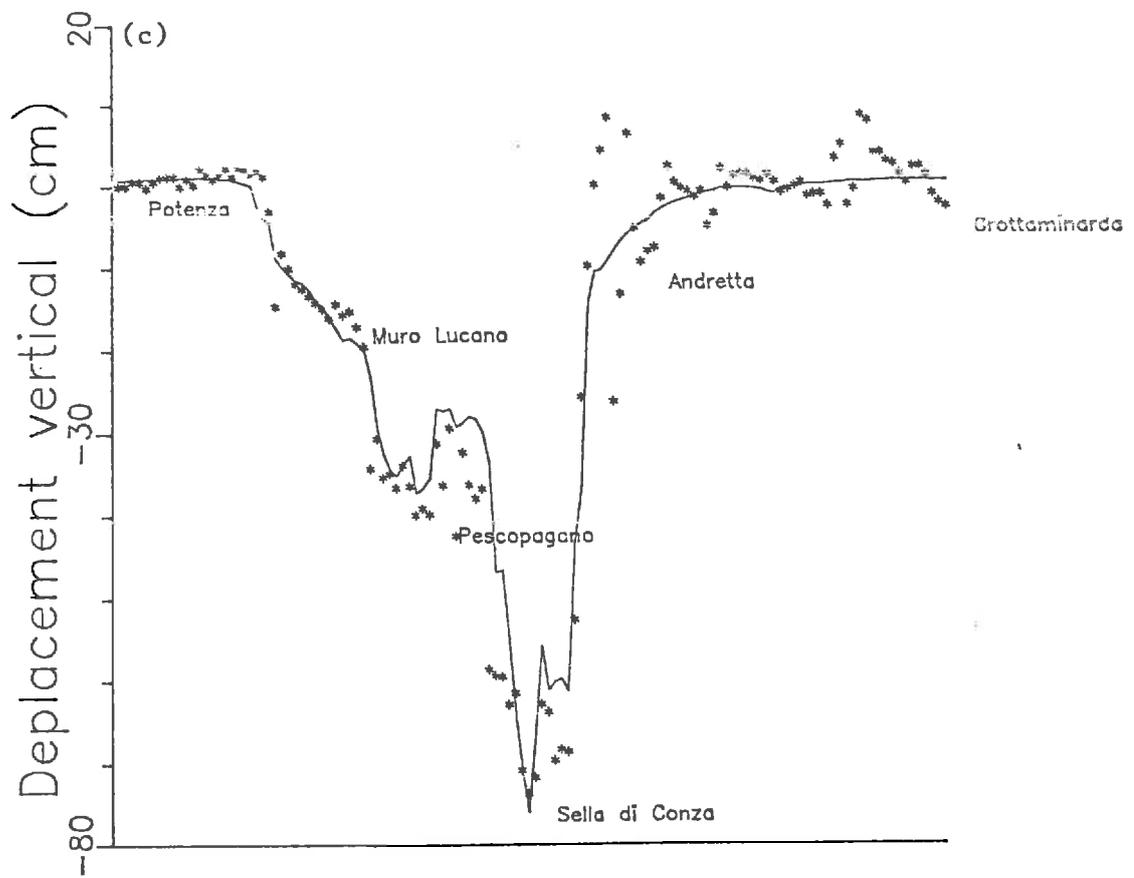
Actuellement il n'est, bien sûr, pas encore possible de connaître avec précision les lieux et époques des séismes futurs mais il est possible d'indiquer la probabilité qu'un séisme ait lieu dans une région donnée. En fait, jusqu'à présent ce type d'indication provient essentiellement de l'analyse des temps de récurrence des séismes précédents. Le cas du récent séisme de Loma Prieta, le 17 Octobre 1989 en Californie est un exemple de séisme "à peu près" prévu. Le rapport publié par l'USGS deux jours plus tard permet de se faire une idée concrète des capacités actuelles de prévision :

*" à cette heure (le 19 Octobre 1989) il y a 2 % de chance d'un séisme de magnitude 6 dans les 24h et 12 % de chance d'un séisme de magnitude 5 "*.

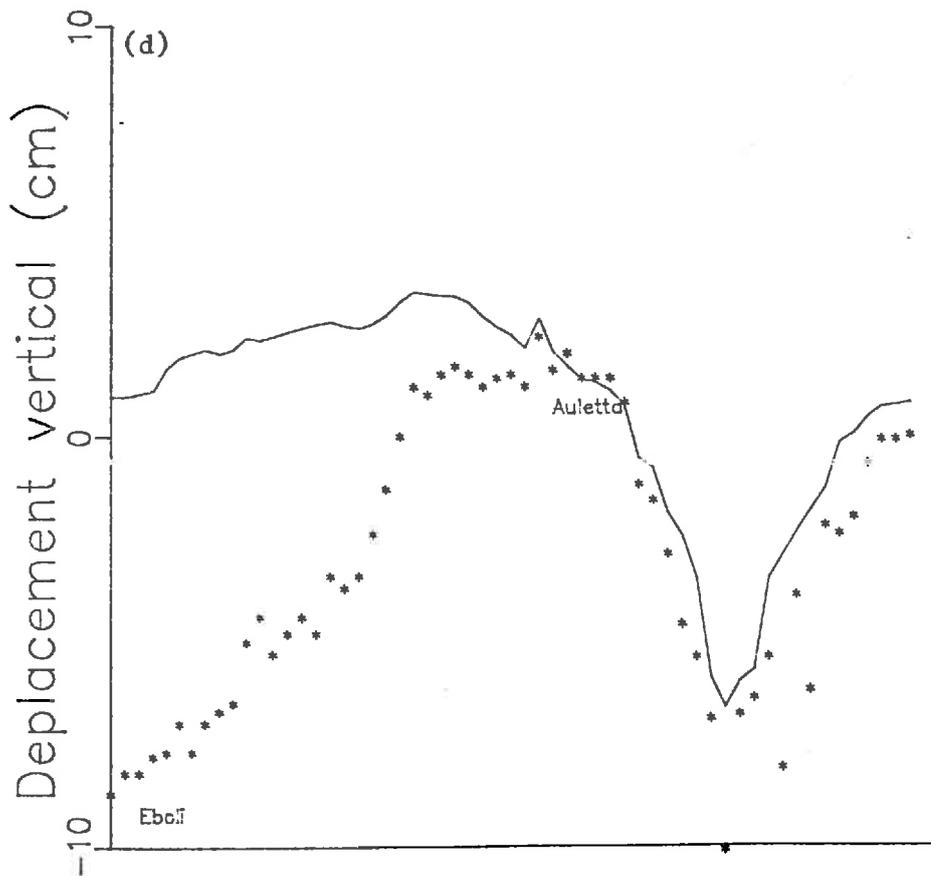
Naturellement, il est clair que dans une région intraplaque comme l'Europe, avec une déformation complexe et répartie, des temps de récurrence longs, le problème du cycle sismique ne se pose pas dans les mêmes termes. Les mouvements co-sismiques pour ce type de séisme sont relativement bien étudiés, et nous en présentons dans la suite un exemple avec la modélisation du séisme d'Irpinia de 1980, en discutant l'apport des données de nivellement. Dans le cas de l'Irpinia, la prise en compte des données de déformation pour contribuer à une compréhension du cycle sismique sera sans doute une chose très difficile dans les régions où la périodicité des séismes est supérieure à 100 ans avec des déformations "seulement" métriques, et il est nécessaire dans ces régions de prévoir des réseaux capables de demeurer en place très longtemps (*chapitre 1*). A l'échelle de quelques années des mesures ont déjà été reprises après le séisme d'Irpinia de 1980 pour mettre en évidence d'éventuels mouvements postsismiques. Mais aucun mouvement important n'a été observé.

## **2) LE SEISME D'IRPINIA (1980) : UTILISATION DE DONNEES GEODESIQUES POUR CONTRAINDRE LA LOCALISATION DE FAILLES SISMQUES**

Le séisme d'Irpinia de 1980 a fait récemment l'objet de deux travaux de synthèses (Westaway and Jackson, 1987; Bernard and Zollo, 1989) utilisant toutes les analyses disponibles concernant la structure, les données sismiques et les déformations. Ces travaux sont plutôt en accord pour l'interprétation du choc principal mais ils diffèrent significativement quant aux deux chocs plus petits ressentis 20 et 40 secondes après le choc principal. C'est sur la base des travaux de Bernard et Zollo, menés en 1987, que j'ai pu développer, pour rendre compte des mesures de déformations, des modèles de



Ligne 81



Ligne 82

Figure 5.1c: Valeurs mesurées (croix) et calculées (trait continu) pour la ligne 81 (Potenza - Grottamirarda).

Figure 5.1d: Valeurs mesurées (croix) et calculées (trait continu) pour la ligne 82 (Eboli - Potenza).

plus en plus détaillés. En contre-partie, ces modèles ont parfois permis de confirmer les autres informations ou de distinguer entre plusieurs hypothèses. Les modèles utilisés admettent que le séisme est une dislocation plane rectangulaire dans un demi-espace élastique (Mansinha et Smylie, 1971; Savage, 1980; Okada, 1985). Ce type de modèle a souvent été utilisé avec succès pour des séismes de magnitude 6 à 7 (Briole *et al.*, 1986; Barrientos *et al.*, 1987). Dans les paragraphes suivants, après un bref rappel des caractéristiques du séisme, je m'intéresse à trois points spécifiques faisant encore l'objet de discussions et pour lesquels les mesures géodésiques peuvent aider à l'interprétation. Des informations plus détaillées sur le séisme et les étapes de la construction des modèles sont présentées en *annexe 4*.

### 2.1) Le séisme du 23 Novembre 1980

Ce séisme fut l'un des plus importants ressentis durant l'histoire dans la région de l'Apennin méridional. De magnitude  $M_s = 6.9$ , il dévasta sur une centaine de kilomètres la région située entre Grottaminarda et Potenza au Sud-Est de Naples. Il fut caractérisé par une fracturation discontinue et complexe, trahissant les grandes hétérogénéités structurales d'une région soumise successivement à une tectonique compressive pendant le Miocène, puis extensive depuis le Pliocène. En 1981, la réitération des lignes de nivellement de l'Istituto Geografico Militare, précédemment mesurées en 1959 permit de connaître le déplacement vertical d'environ deux cents points. Pour une centaine d'entre eux, on obtint des déplacements allant de plusieurs centimètres à plusieurs décimètres, soit beaucoup plus élevés que les incertitudes. La plage de variations s'étendait de  $-80\text{cm}$  à  $+20\text{cm}$  (*fig. 1c, 1d*). En revanche, compte tenu de la médiocre précision sur les distances issues des anciennes triangulations, quelques décimètres, aucune campagne nouvelle de mesure de distances ne fut entreprise.

### 2.2) La faille principale: y a-t-il eu mouvement du tronçon central ?

Les caractéristiques géométriques de la faille principale ont été déterminées et rendues compatibles en utilisant les données sismologiques (Bernard and Zollo, 1989) et de nivellement (*annexe 4*). Son emplacement a été déterminé à partir des données de nivellement et localement grâce à l'observation de ruptures de surface dans la région de

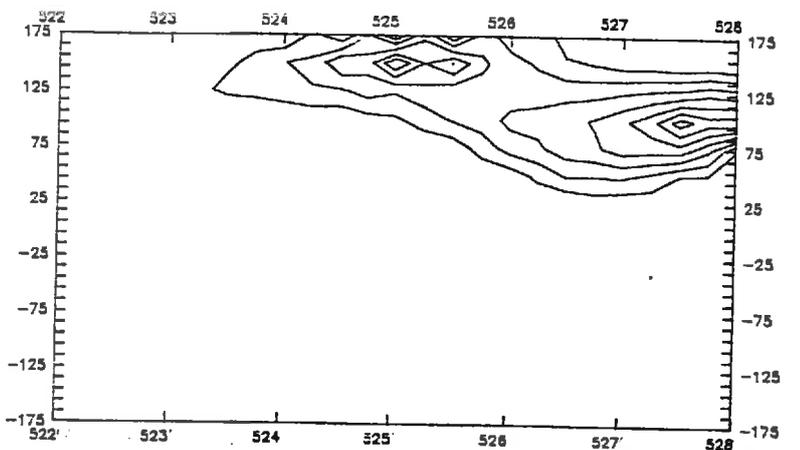
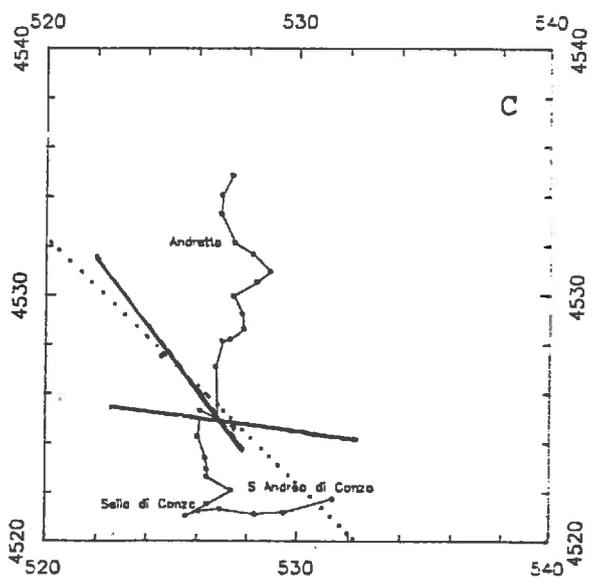
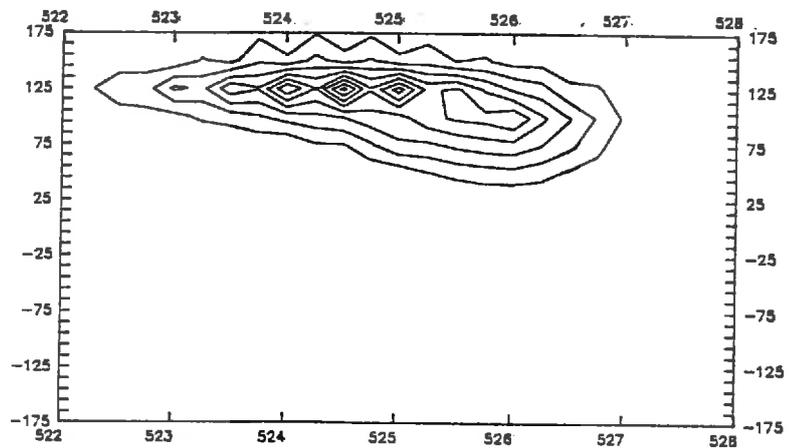
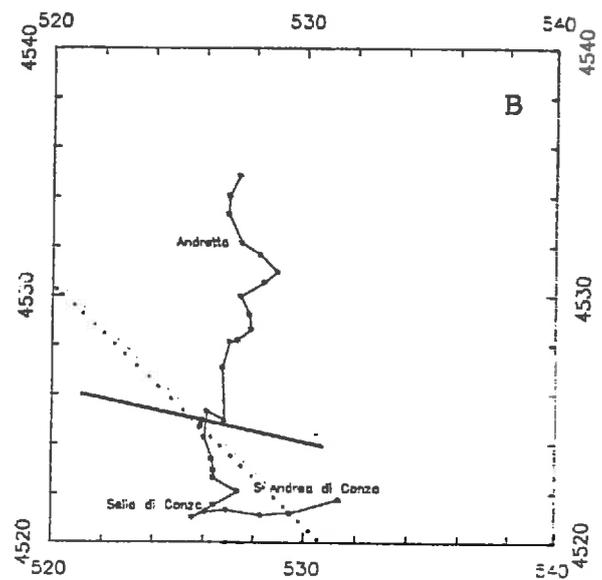
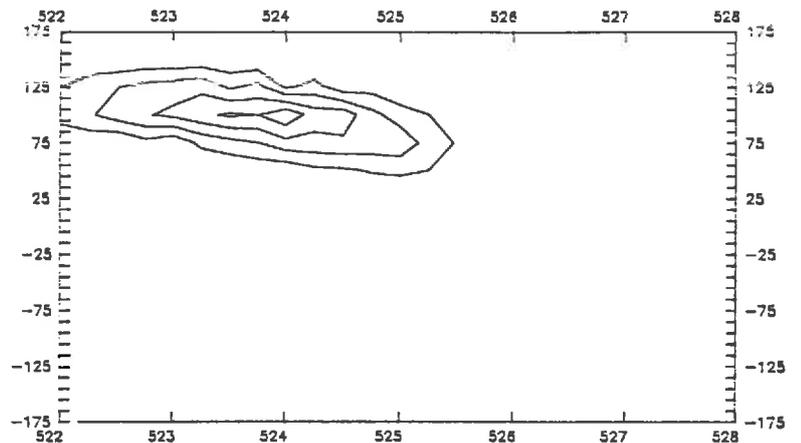
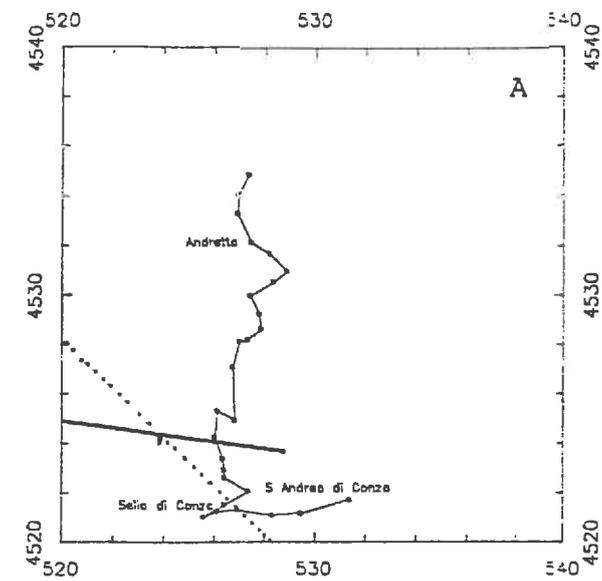


Figure 5.2: Recherche paramétrique des positions optimales pour la faille à 40 secondes. Pour ce calcul, on a tenu fixes les paramètres de la faille principale. Dans tous les cas, la faille doit couper la ligne de nivellement aux environs de la vallée de l'Ofanto. Deux solutions se dégagent: faille N215 formant graben avec la faille principale (c'est ce qui est proposé dans notre modèle définitif), ou faille N280 prenant mieux en compte la variation assez lente de la déformation dans la région de S. Andrea di Conza.

Monte Marzano (Westaway and Jackson, 1984). La faille découpe longitudinalement trois grandes structures. La structure Sud forme l'escarpement de Monte Marzano déjà cité plus haut, c'est elle qui a cassé en premier. La structure Nord constitue l'escarpement de Monte Picentini, qui a cassé aussitôt après mais sur lequel aucune rupture de surface n'a été trouvée. Enfin, la structure centrale est la haute vallée du Sélé, il s'agit d'une structure en graben d'environ 5 km de large, perpendiculaire à la direction de la faille. Cette structure n'a pas rayonné d'énergie sismique au cours du séisme, et pourtant les données de nivellement semblent indiquer que cette zone a aussi subi un glissement le long du plan contenant les deux segments sud et nord. Analysons plus en détail les déformations produites par chaque segment : La faille Sud est surtout déduite de la sismologie et son emplacement fixé par les ruptures de surface de Monte Marzano; l'allure des déformations calculées est bien compatible avec les observations à condition d'adopter un glissement de 2.5 m. La faille Nord également, quoique pas très bien contrainte par les données. En ce qui concerne la partie centrale de la faille, il semble (*annexe 4*) que la partie centrale de la faille doive nécessairement avoir eu un déplacement de l'ordre de deux mètres.

### 2.3) La faille associée au choc à 20 secondes: quel pendage ?

La localisation et le pendage de la faille à 20 secondes sont parmi les principaux points de divergence entre le modèles de Westaway et Jackson (1987) et celui de Bernard et Zollo (1989). Les premiers auteurs rejettent les données de nivellement de la ligne 82 (*fig. 1*) et proposent une faille à assez fort pendage située nettement à l'est de San Gregorio Magno. En revanche, sur la base des données de nivellement, les seconds auteurs proposent une faille située sous la région de San Gregorio Magno, profonde en raison des faibles amplitude des déplacements observés en surface (-8 cm au maximum) et peu inclinée pour rendre compte du profil allongé des déplacements. La faille proposée produit des déplacements proches de ceux observés, exception faite de la région d'Eboli où la discordance peut être interprétée comme une subsidence de la plaine cotière de Battipaglia, de l'ordre de quelques millimètres par an, si l'on fait l'hypothèse d'un mouvement continu à long terme.

### 2.4) La faille associée au choc à 40 secondes: quelle orientation ?

Les caractéristiques de la faille à 40 secondes sont un autre problème ouvert, en particulier son orientation. Un premier modèle proposant une faille N045 à 90 degrés de la faille principale (Crosson *et al.*, 1987) était principalement basée sur l'interprétation du déplacement de quelques points situés au Nord de la vallée de l'Ofanto. Cependant, ce modèle n'étant pas compatible avec les données d'accélérogramme de Calitri et d'autre part étant validé par un seul point\* a ensuite été abandonné (Scarpa *et al.*, 1988), pour passer à un modèle en graben. La figure 2 présente les résultats d'une recherche paramétrique des positions optimales pour cette faille. Pour ce calcul, on a tenu fixe les paramètres de la faille principale. Deux solutions se dégagent : une faille N215 formant graben avec la faille principale, une faille N280 prenant mieux en compte la variation lente de la déformation dans la région de S. Andrea di Conza. Dans les deux cas, la faille doit couper la ligne de nivellement aux alentours de la vallée de l'Ofanto pour que l'on puisse expliquer le fort gradient de déformation mesurés à cet endroit.

\*: la reprise partielle du nivellement en 1985 a confirmé qu'il s'agissait d'un point ayant un mouvement local.

## 2.5) Conclusions

Dans le cas d'un séisme aussi complexe que celui d'Irpinia en 1980, seule une approche pluridisciplinaire a pu donner tout leur intérêt aux mesures de déformations. Cette approche a permis de contraindre de nombreux paramètres, par exemple la longueur des failles estimée à partir de la durée des ruptures et les déplacements également estimés à partir des moments sismiques. Naturellement le profil de nivellement emprunte les routes qui elles même suivent la topographie (cols, vallées). Cette remarque est importante, elle conditionne les futurs développements en particulier elle montre tout l'intérêt du nivellement trigonométrique (*voir le chapitre 1*) dans les escarpements associés à des failles actives.

## 3) MODELES DE DEFORMATION DE VOLCANS

Les déformations de volcans peuvent être classées en trois catégories. Il y a, tout

d'abord, les très grandes déformations précédant un événement majeur dans la vie du volcan. Si plusieurs exemples d'éruptions historiques majeures alimentent des tableaux de records, nous ne disposons toutefois à ce jour que d'un exemple bien documenté, celui de l'éruption du Mont St Helens en 1980. Je n'aborderai pas ici la modélisation de ce type de déformation qui a fait l'objet de la thèse de Paul (1986). Dans une seconde catégorie j'ai classé les déformations à long terme des édifices volcaniques. Ces déformations s'étudient typiquement à partir de données morphologiques et structurales, en faisant intervenir des propriétés de fluage du milieu et éventuellement des propriétés thermiques. Ce type d'étude peut être très intéressant dans la mesure où il permet d'estimer la répartition des contraintes dans le massif. La méconnaissance de la répartition des contraintes dans le massif limite énormément la compréhension des phénomènes observés comme en témoigne l'exemple récent (*voir la suite*) de la propagation d'une fracture observée à l'Etna en Octobre 1989. Ce dernier phénomène est associé à la troisième catégorie de déformation, que j'appellerai déformation associée à un événement simple. Ce sont principalement les déformations de cette catégorie auxquelles je me suis intéressé, et dont je présente dans la suite deux exemples provenant respectivement du Piton de la Fournaise et de l'Etna. Ces deux exemples sont en fait les seuls pour lesquels je pense que l'on dispose actuellement de suffisamment d'information pour se "risquer" à une modélisation faisant intervenir toutes les données disponibles. De nombreux modèles destinés à rendre compte des déformations de volcans sont disponibles dans la littérature et, pour une bibliographie plus complète, le lecteur pourra se reporter à la thèse de Paul (1986). En fait, beaucoup de ces modèles sont plus ou moins équivalents au moins en ce qui concerne les modèles de déformation d'un semi-espace élastique. De plus, étant donné que les volcans sont des structures très fracturées et en général sous-échantillonnées il semble raisonnable de commencer par les modèles les plus simples : les modèles élastiques. Ensuite, le choix du modèle lui-même est une question de la forme probable de la source. Avec le peu de données que l'on a en général (nous verrons cependant un contre exemple dans le paragraphe suivant consacré au Piton de la Fournaise), je pense que l'on peut se borner à l'alternative suivante : source plutôt sphérique ou source plutôt plane. Dans le premier cas nous utiliserons le modèle de Mogi (1958), dans le second cas nous utiliserons le modèle de Dieterich et Decker (1975). Du point de vue des calculs, le modèle de Mogi ne pose pas de difficultés et n'importe quel modèle de Dieterich et Decker peut être simulé approximativement en utilisant les formules d'Okada (1985) utilisées dans le cas particulier de faille en ouverture. Sur le plan pratique cela signifie que le même pro-

gramme de calcul (et d'inversion) nous sert pour les séismes (dislocations en glissements) et pour des ouvertures. Enfin, par raison de linéarité, il est possible de reproduire toute géométrie complexe en sommant des formes simples.

### 3.1) Modèles d'évènements simples (courte durée, faible extension)

Il s'agit de tous les modèles destinés à expliquer les déformations observées en admettant une variation de volume dans une certaine région à l'intérieur du milieu. Les hypothèses sont en général les suivantes: réponse du milieu élastique, surface libre plane, forme de l'intrusion simple. Par exemple, les modèles analytiques de Mogi (1958), Walsh et Decker (1971), Dieterich et Decker (1975) et Davis (1986) utilisent tous ces hypothèses avec des sources de pression ou des intrusions. Dieterich et Decker (1975) utilisent une modélisation par éléments finis qui permet d'agir sur la forme de la source. Mais tout compte fait, ces modèles sont tous à peu près identiques et le plus simple d'entre eux, celui de Mogi, donne satisfaction dans de nombreux cas: Mogi (1958) lui-même pour plusieurs volcans du Japon, Corrado *et al.* (1977) pour les mouvements enregistrés aux Champs Phlégréens près de Naples en 1971, Sanderson *et al.* (1983), Murray et Pullen (1984) pour les éruptions de 1981 et 1983 à l'Etna, Lenat *et al.* (1989) pour l'éruption de 1983-84 au Piton de la Fournaise. Comme déjà indiqué, les modèles de dislocation (Savage, 1980) présentés dans les paragraphes précédents, sont également utilisables pour les volcans. Si on leur ajoute la possibilité d'ouverture de faille (Okada, 1985) on peut simuler à la fois des glissements et des intrusions. Corrado *et al.* (1977) ont également utilisé ce modèle pour modéliser les déformations enregistrées en 1971 dans les Champs Phlégréens près de Naples. De la même façon, un modèle de l'éruption de 1983-84 au Piton de la Fournaise avec ouverture et faille de glissement à également été proposé par Zlotnicki *et al.* (1989). Je reviens dans la suite sur ce modèle (obtenu en utilisant les données de 125 points de photogrammétrie) que je compare au modèle de Lenat *et al.* (1989) également proposé en temps réel lors de l'éruption et utilisant seulement quelques mesures de distances, de nivellement et d'inclinaison. En ce qui concerne certains modèles proposés en particulier pour des éruptions de l'Etna (par exemple le modèle proposé par Sanderson *et al.* (1983) pour l'éruption de 1981) je pense qu'il s'agit presque toujours de modèles très discutables dans la mesure où ils se basent sur un nombre très faible de données avec une couverture spatiale limitée (en particulier dans l'exemple que j'ai cité, à

peine trois ou quatre données gravimétriques jouent un rôle fondamental dans la solution finale du problème).

### 3.2) Modèles de grands mouvements de courte durée

Le seul cas bien documenté de ce type est l'éruption du Mont S<sup>t</sup> Helens. Un modèle bi-dimensionnel a été appliqué avec succès par Paul (1986). Ce modèle (modèle "bloc") demeure cependant très simple, par exemple il ne considère pas la présence de fluide dans le milieu ni les effets thermiques. Naturellement il ne s'applique pas bien aux petites déformations même s'il permet de prendre en compte la structure (topographie et discontinuités majeures préexistantes). En particulier Paul indique que " *lorsque les discontinuités d'un édifice volcanique sont prises en compte, on ne peut plus établir de lien très clair entre la position de la poche magmatique en profondeur et celle du centre d'inflation en surface (effets de translation, amplification ou atténuation)*".

### 3.3) Modèles à long terme

Ces modèles font intervenir le temps, des lois de fluage, des contraintes. En général le problème thermique n'est pas évoqué. Ceci parce que les déformations d'origine thermique sont probablement négligeables sur un volcan par rapport aux déformations mécaniques. C'est du moins ce qui apparaît dans les calculs que l'on peut faire en supposant des poches de magma de dimensions raisonnables pour des délais d'observation de quelques années. En fait l'affirmation précédente n'est vraie qu'à assez petite échelle sous un cratère; à plus grande échelle de temps un bombement peut être d'origine thermique comme cela a été proposé pour la topographie du Rift d'Asal (Stieltjes, 1975).

## 4) L'ERUPTION DE 1983-84 AU PITON DE LA FOURNAISE, ILE DE LA REUNION : QUANTIFICATION DU PROCESSUS DE MISE EN PLACE D'UNE INTRUSION

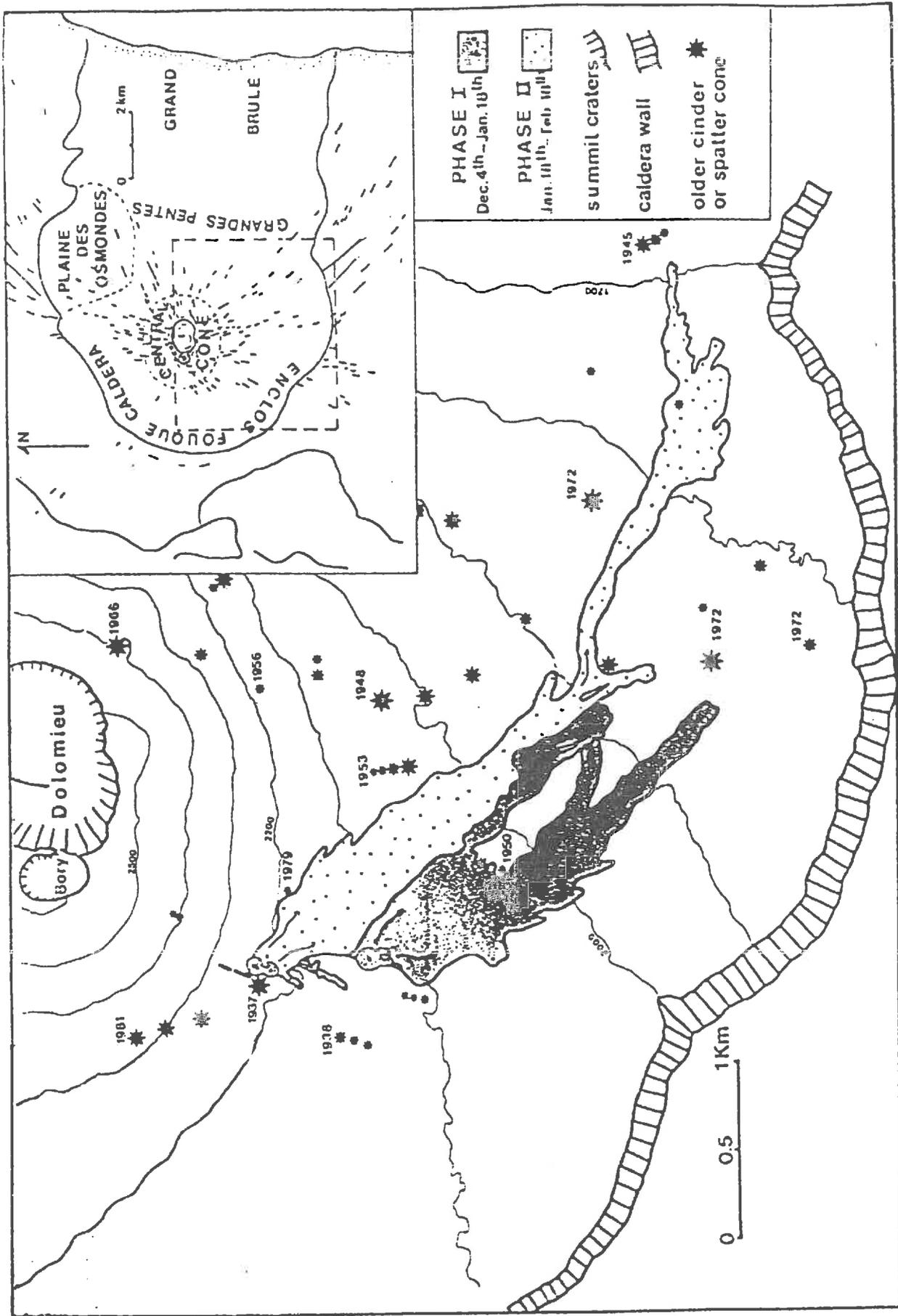
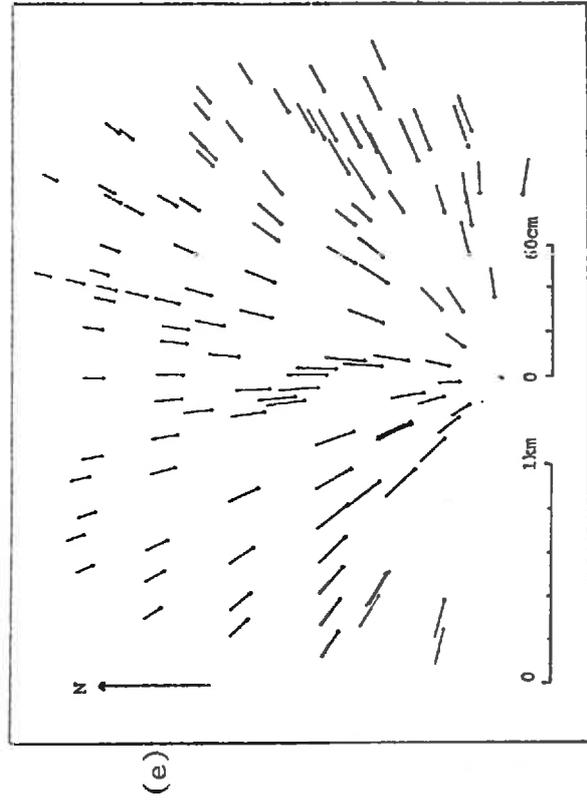


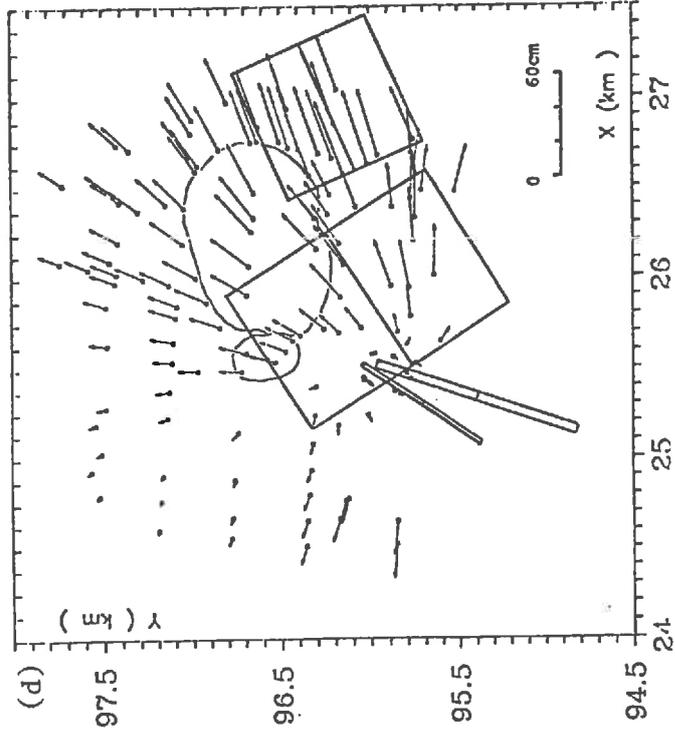
Figure 5.3a: Carte des coulées de l'éruption de 1983-84, d'après Lénat *et al.*, 1989.

#### 4.1) L'éruption de 1983-84 et les premiers modèles

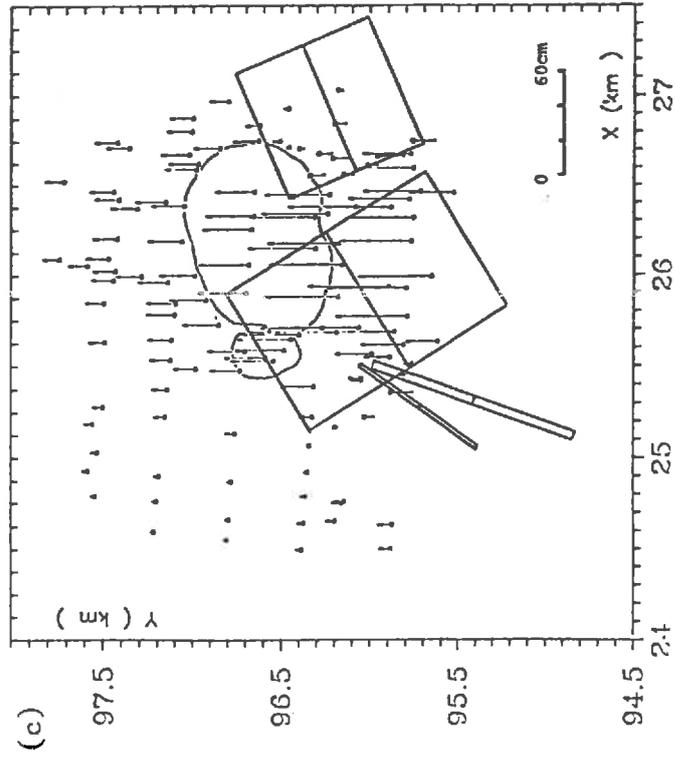
L'éruption du 4 Décembre 1983 au Piton de la Fournaise survint après deux années et demie de calme. Cette éruption localisée à 1500m au Sud-Ouest des cratères sommitaux (*fig. 3*), fut constituée de deux phases successives. La première phase, du 4 Décembre 1983 au 18 Janvier 1984, produisit environ  $8 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup> de lave et la seconde phase, du 18 Janvier au 18 Février 1984, en produisit à peu près la même quantité (Lenat *et al.*, 1989). Cette éruption fut précédée par une crise sismique réduite qui débuta le 20 Novembre et compta moins de 50 séismes, localisés entre 1.5 et 3km sous la surface. Deux campagnes de photogrammétrie (*chapitre 1*) effectuées en 1981 et 1984 encadrent cette éruption. Les autres données de déformation disponibles sont des mesures de distances et inclinaisons effectuées à quelques reprises avant et pendant l'éruption, ainsi que des mesures en continu d'un extensomètre situé dans le cratère Bory. Deux modèles quantitatifs cherchant à intégrer au mieux toutes les informations disponibles ont été proposés par Lenat *et al.* (1989) et par Zlotnicki *et al.* (1989). Dans les deux cas il s'agit de modèles "cinématiques" tels que nous les avons définis au début du chapitre. Ils ne nécessitent donc pas la connaissance des contraintes ayant provoqué ces déformations. Le premier modèle (Lenat *et al.*, 1989), proposé dès la fin de l'éruption (Bulletin n° 8 de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise) exploite des données d'inclinaisons mesurées en quatre points autour des cratères sommitaux. Dans ce modèle, la déformation en profondeur est produite conjointement par un centre d'inflation (point source) profond d'un kilomètre situé environ cinq cents mètres au Sud du cratère Dolomieu et un centre de déflation situé symétriquement au Nord de ce même cratère. Autrement dit, ce modèle traduit (de façon plutôt qualitative, même si l'on peut avancer des chiffres) les mouvements du sol observés comme la manifestation d'un transfert de matière du Nord vers le Sud du cône volcanique, ce qui est bien compatible avec le fait que l'éruption ait eu lieu au Sud. Le second modèle (Zlotnicki *et al.*, 1989) utilise les variations des coordonnées des 125 points du réseau de photogrammétrie entre 1981 et 1984. Dans ce modèle, la déformation en profondeur est produite par l'ouverture d'une fissure dans le milieu; cette fissure, de pendage 65°, orientée vers l'Est s'étendrait entre 500m et 1500m sous la surface, et serait située environ 500m au Sud du cratère Dolomieu (*fig. 3*). Ce modèle comprend de plus un glissement suivant une faille située au Sud-Est du cratère Dolomieu nécessaire pour rendre compte des mouvements observés localement dans cette zone (d'ailleurs la présence d'une faille dans cette zone n'est pas très surprenante à en juger par



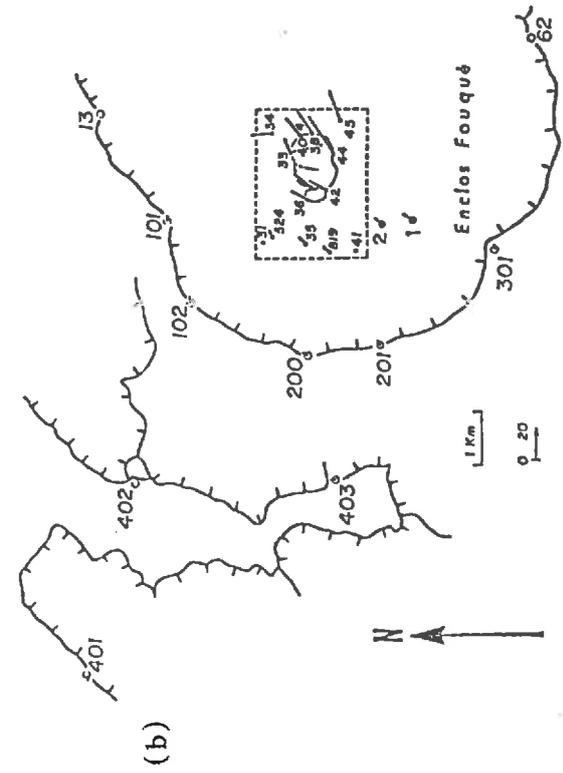
(e)



(d)



(c)



(b)

Figure 5.3: (b) réseau géodésique de surveillance installé au Piton de la Fournaise en 1980. Ce réseau comporte sept points au sommet du volcan, sept points sur le pourtour de l'enclos Fouqué et trois points d'appui sur les remparts anciens. (c) Modèle et déplacements verticaux d'après Zlotnicki *et al.*, 1989. (d) Modèle et déplacements horizontaux d'après Zlotnicki *et al.*, 1989. (e) Modèle de source de pression (Mogi) calculée en prenant le même volume de matière déplacée que dans le modèle de Zlotnicki *et al.*, 1989.

la pente très forte de l'endroit et les nombreuses ruptures de surface qui s'y trouvent. Dans les trois paragraphes suivants, j'indique les résultats obtenus par inversion des données de photogrammétrie, en partant d'un modèle proche de celui de Zlotnicki *et al.* (1989). Dans un tel modèle, la principale source de déformation est due à l'ouverture d'une fissure dans le milieu. Cette fissure n'est autre que le dike d'alimentation de l'éruption qui ne se referme jamais complètement à la fin d'une éruption mais contient le dernier magma non émis à la fin de l'éruption. Avec les informations disponibles, je peux quantifier la taille du conduit d'alimentation de l'éruption pendant l'éruption, la taille maximum de ce même conduit au début de l'éruption. Je peux en déduire la vitesse de montée du magma pendant l'éruption et quantifier le taux de baisse de pression d'un volume donné de magma. J'obtiens une information sur la quantité de matière non éjectée et qui contribue par l'intérieur à pousser la structure vers l'Est si l'on admet qu'elle est bloquée à l'Ouest. Enfin je discute la nature des mesures et l'emplacement des points d'échantillonnage nécessaires pour réitérer dans le futur des analyses comparables à celle qui a pu être menée pour cette phase éruptive.

#### 4.2) Informations obtenues par inversion des données

Le modèle initial (fig. 4a) est assez proche de celui de Zlotnicki *et al.* (1989). Il contient quatre failles : la faille d'alimentation (a) et celle de glissement (d) sont déjà décrites au paragraphe précédent. Les deux autres failles (b et c) sont les fissures d'alimentation en surface, prises arbitrairement verticales, et ayant l'extrémité de leur arête inférieure (I et II) en coincidence des points de sortie de la lave respectivement le 4 Décembre et le 18 Janvier. La figure 4b montre les failles vues de dessus, ainsi que les déplacements horizontaux observés (trait plein) et calculés (pointillé). La figure 4c montre les points de la photogrammétrie et les courbes lissées des mouvements verticaux observés. La figure 4d montre les courbes déduites (lissées) des mouvements verticaux. L'évolution des paramètres inversés (tab. 1) montre que les failles b et c peuvent être éliminées du modèle. Ces deux failles ne peuvent pas être placées en surface car on trouve alors de trop grands déplacements des points voisins. Donc, il n'y a pas d'ouverture en surface dans la région couverte par la photogrammétrie et l'alimentation doit être modélisée par des failles plus profondes, par exemple -300 m comme dans le modèle de Zlotnicki *et al.* (1989). Mais dans ce cas on peut en fait les retirer pour le calcul du modèle car elles ne participent pratiquement plus à la déformation.

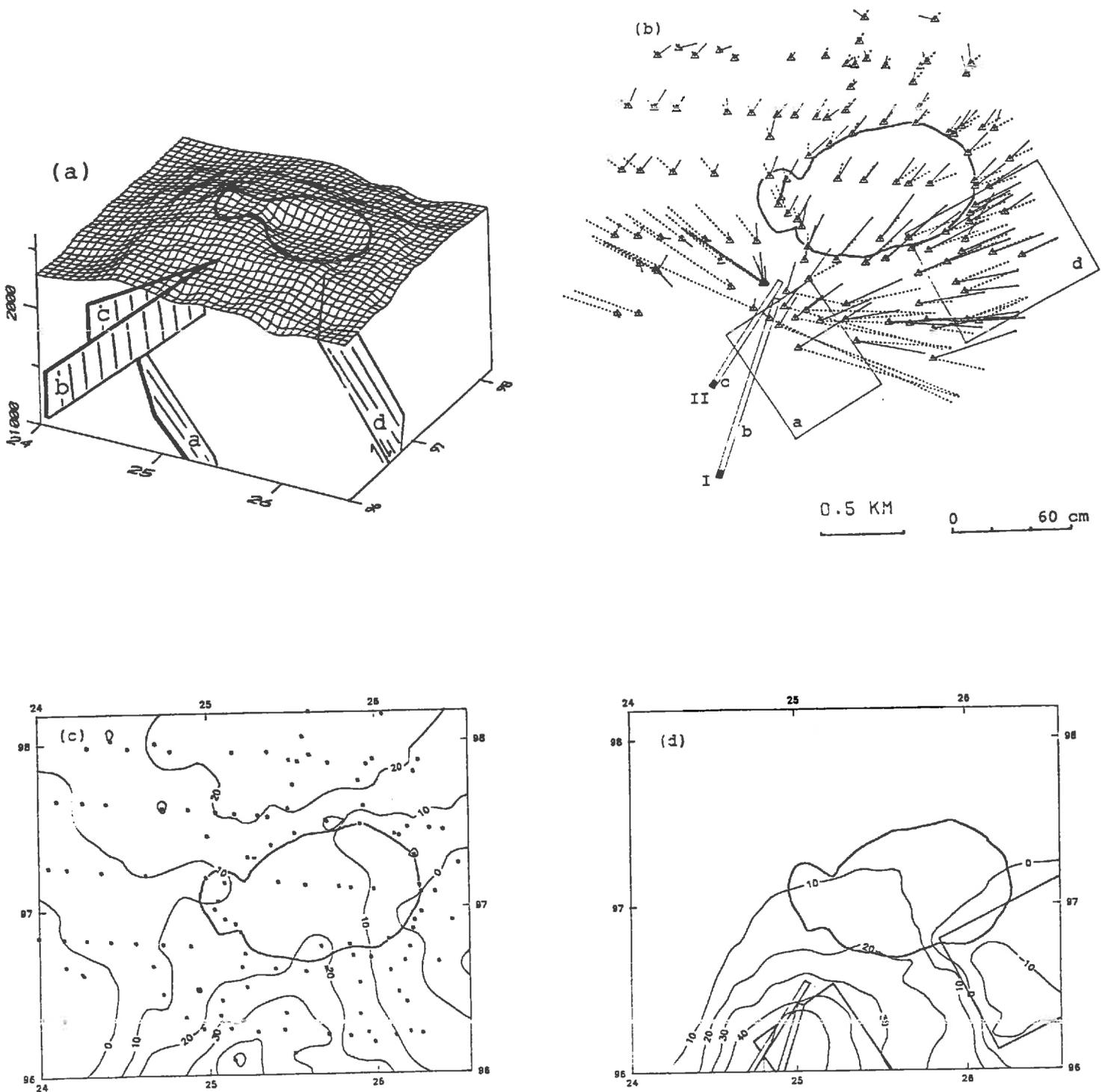


Figure 5.4: (a) Schéma d'une variante du modèle modèle de Zlotnicki *el al.*. La faille "a" est la fracture principale d'alimentation; les fractures "b" et "c" sont les *dikes* d'alimentation en surface; la faille "d" correspond à une zone en glissement au sommet des grandes pentes. (b) Vecteurs de déplacement horizontaux observés (trait plein) et calculés (pointillé), et projection des fractures. Les points I et II sont les lieux de sortie de la lave (extrémité aval des *dikes* "b" et "c"). Noter les trop grands mouvements calculés au voisinages de "b" et "c". (c) Mouvements verticaux observés lissés (en centimètres). Les points sont ceux du réseau de photogrammétrie. (d) Mouvements verticaux calculés lissés et projection des fractures.

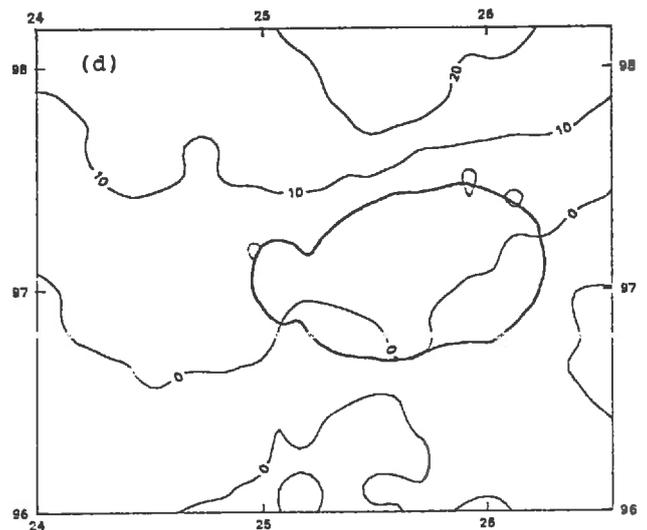
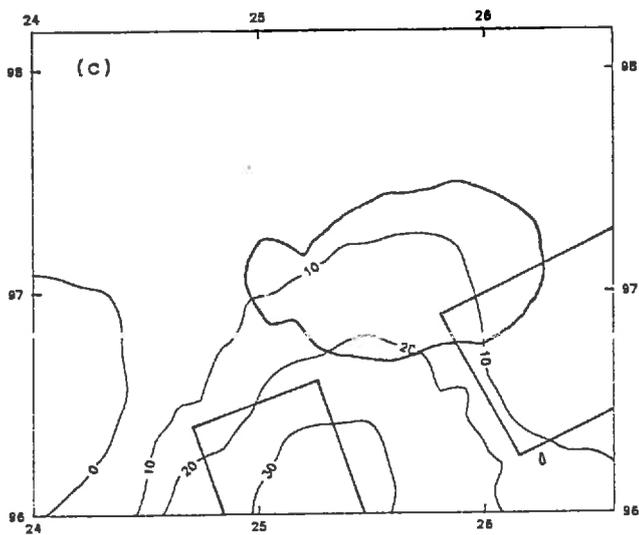
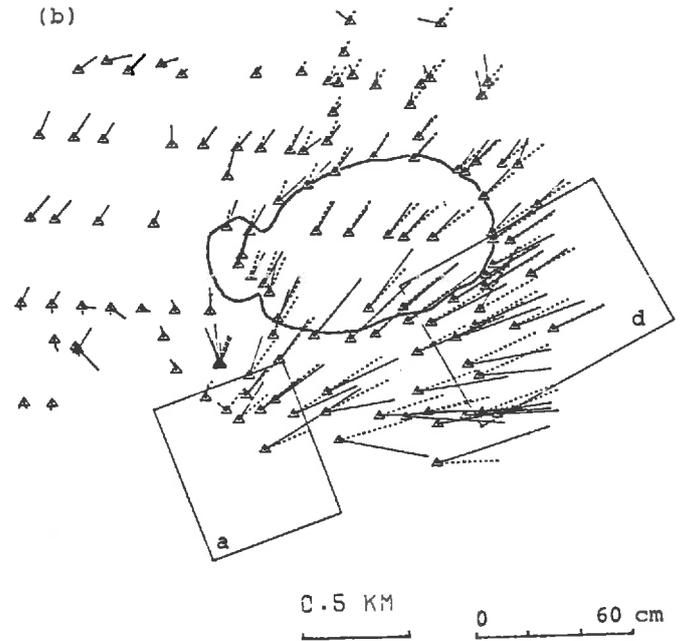
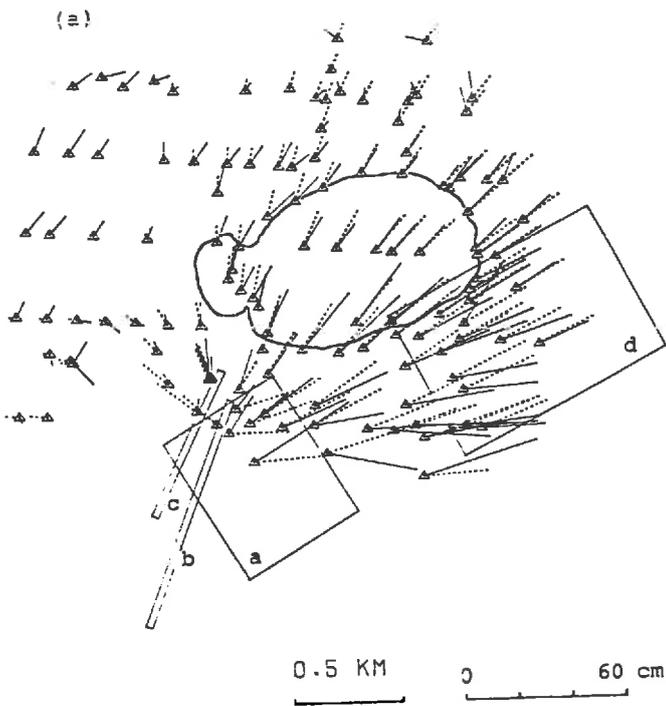


Figure 5.5: (a) Par une première inversion, les *dikes* "b" et "c" sont déplacés vers le bas d'environ 300m. En raison de la topographie, cette distance de 300m du sommet du centre du *dike* à la surface est bien compatible avec une extrémité (point d'émission) affleurante. (b) Cependant, les *dikes* "b" et "c" ne contribuent alors pratiquement plus aux mouvements observés. Au cours d'une nouvelle inversion, on les supprime. (c) Mouvements verticaux calculés lissés (en centimètres) pour ce dernier modèle. (d) Résidu des mouvements verticaux. Noter qu'il ne reste pratiquement qu'un effet à grande longueur d'onde.

Toutefois l'hypothèse des failles profondes de Zlotnicki *et al.* (1989) demeure raisonnable car elle indique simplement que l'altitude de l'arête supérieure des failles doit être au moins égale à l'altitude du point de sortie de la lave, soit 300 m plus bas que la topographie dans la région où il y a des mesures; simplement il n'y a pas moyen de voir ces failles avec les données disponibles. La figure 5a montre la position des failles et les déplacements horizontaux après cette première série d'inversions. Dans un second calcul, je retire les failles b et c qui ne servent pas, et je cherche à optimiser les positions, orientations et déplacements des deux failles restantes (tab. 2). Deux paramètres changent significativement : l'ouverture de la faille d'alimentation (a) qui passe de 110 à 183 cm et l'amplitude du glissement de la faille des grandes pentes (d) qui passe de 50 cm à 17 cm. Le modèle résultat est présenté en fig. 5b avec les déplacements horizontaux observés et calculés, en fig. 5c avec les déplacements verticaux lissés calculés. Les résidus des déplacements verticaux sont montrés en fig. 5d. On voit que ces résidus augmentent du Sud vers le Nord avec une grande longueur d'onde spatiale et atteignent 20cm, soit une valeur très élevée. Par conséquent, s'il s'agit d'un phénomène interne, il est assez profond pour expliquer la grande longueur d'onde mais important compte tenu de l'amplitude. Dans un dernier calcul, je cherche à ajuster seulement la faille d'alimentation (a), en laissant libres tous ses paramètres. Dans ce cas, deux paramètres changent de façon importante. Le premier est la profondeur de l'arête inférieure de l'ouverture qui passe d'une profondeur de 1700 m par rapport à la surface à une profondeur de 1300 m soit 400 m plus haut (c'est le paramètre largeur dans le tableau 3). L'autre paramètre est l'ouverture qui passe de deux à trois mètres environ.

#### 4.3) Synthèse des modèles et quantification

##### 4.3.1) Volume

Le volume total de la fissure est à peu près indépendant du modèle choisi et vaut environ 2 millions de mètres cube. On trouve également la même valeur avec le modèle de Zlotnicki *et al.* (1989). En fait l'ordre de grandeur des déformations observées implique que l'on place quelque part dans le milieu un volume de deux millions de mètres cube, la profondeur de la source étant de l'ordre du kilomètre. Avec seulement les données d'inclinaison, il est difficile pour Lenat *et al.* (1989) de proposer

Faille	Paramètre	$\sigma_p$	initial	iterations		final
a	azimut (degrés)	5.	-32.	-32.	-31.	-31.
a	ouverture (cm)	10.	110.	144.	162.	171.
b	azimut (degrés)	5.	19.	20.	20.	21.
b	ouverture (cm)	10.	120.	73.	49.	36.
c	azimut (degrés)	5.	34.	33.	30.	26.
c	ouverture (cm)	10.	80.	36.	15.	5.
d	azimut (degrés)	5.	-28.	-28.	-28.	-28.
d	pendage (degrés)	5.	50.	47.	44.	42.
d	glissement (cm)	10.	50.	33.	24.	20.

**Table 1 : Passage du modèle 1 au modèle 2**

Faille	Paramètre	$\sigma_p$	initial	itérations		final
a	x (km)	0.2	25.4	25.3	25.3	25.2
a	y (km)	0.2	95.4	95.5	95.5	95.5
a	azimut (degrés)	5.	-32.	-22.	-20.	-20.
a	pendage (degrés)	5.	65.	63.	64.	64.
a	ouverture (cm)	10.	110.	144.	170.	183.
d	x (km)	0.2	26.5	26.5	26.5	26.5
d	y (km)	0.2	96.0	96.0	96.0	96.0
d	azimut (degrés)	5.	-28.	-28.	-28.	-28.
d	pendage (degrés)	5.	50.	48.	45.	44.
d	glissement (cm)	10.	50.	31.	22.	17.

**Table 2 : Passage du modèle 2 au modèle 3**

Faille	Paramètre	$\sigma_p$	initial	itérations		final
a	x (km)	0.2	25.2	25.2	25.3	25.3
a	y (km)	0.2	95.5	95.5	95.5	95.5
a	azimut (degrés)	5.	-20.	-20.	-20.	-19.
a	profondeur (m)	200.	400.	460.	470.	470.
a	longueur (m)	200.	800.	720.	700.	660.
a	largeur (m)	500.	1500.	1070.	970.	930.
a	pendage (degrés)	5.	65.	66.	65.	65.
a	ouverture (cm)	10.	183.	240.	274.	302.

**Table 3 : Ajustement de la fissure d'alimentation a**

autre chose qu'un modèle de point source, qui par ailleurs donnait les bons ordres de grandeur (fig. 5) et permettait déjà de connaître le volume de matière restée dans le milieu. Les données de photogrammétrie obtenues ensuite permettent de transformer une source de pression peu vraisemblable en un dike d'alimentation, sans changer l'ordre de grandeur des déformations mais en transformant le champ de déformation en éventail du modèle de point source (fig. 5) en un champ de déformation plus orienté vers l'Est et le nord-Est (fig. 5b). Mais surtout ce modèle, à volume constant et à extension verticale assez bien connue (un kilomètre et demi), permet de connaître la section du conduit d'alimentation, ici 2000 m<sup>2</sup>. En conclusion, avec les données de la photogrammétrie (125 points, 375 informations) et un modèle de dike (déformation en milieu élastique), il est possible de connaître la géométrie du conduit d'alimentation et donc également le volume de matière demeuré dans le milieu. Notons que cette quantité (deux millions de mètres cube pour dix sept millions émis) correspond à environ dix pourcent de matière non éjectée. Si l'on admet :

- 1) qu'il existe le même pourcentage de matière non éjecté à chaque éruption du Piton de la Fournaise.
- 2) qu'il n'y a pas d'accumulation de contrainte dans le massif (régime stationnaire).
- 3) que la partie Ouest du volcan peut être considérée comme stable par rapport au versant Est instable.

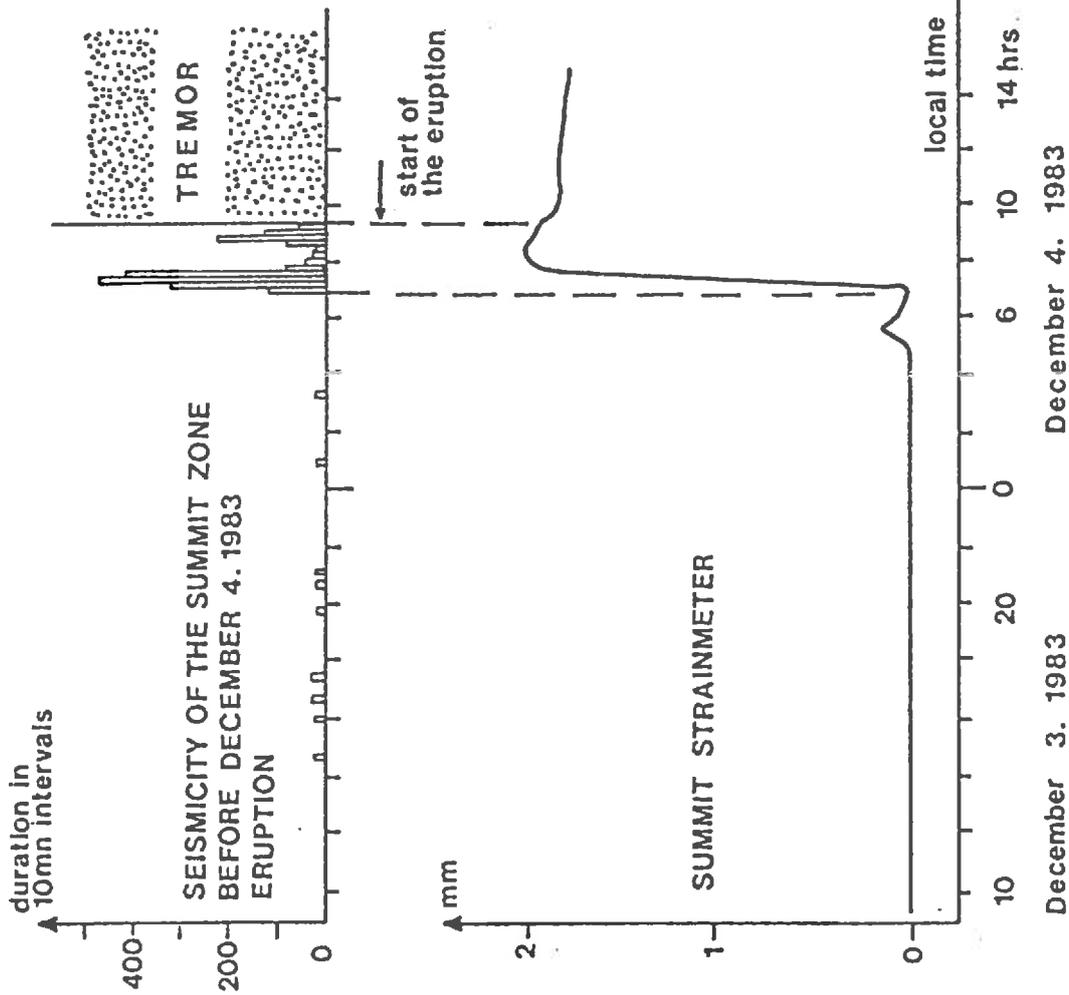
Alors, la matière située dans la partie Est du volcan devrait se déplacer horizontalement à la vitesse de 5 cm/an. Un tel déplacement n'a pas été mis en évidence actuellement (peut-être parce que jusqu'à présent aucune mesure précise n'a vraiment été entreprise dans ce but).

#### 4.3.2) Temps

##### 4.3.2.1) Premières heures

L'extensomètre situé à l'intérieur du cratère Bory (fig. 3) enregistre un début d'extension deux heures et demie avant l'éruption, soit 10<sup>5</sup> s. La vitesse moyenne de la fracturation pour deux kilomètres est donc d'environ 20 cm/s. D'autre part la déformation de l'extensomètre est maximale au moment de la sortie de la lave et commence à diminuer aussitôt après. Donc la section du conduit est déjà maximale (de l'ordre de 2000 m<sup>2</sup>), ce qui donne un débit au début de l'éruption de 400 m<sup>3</sup>/s. Un tel débit de

P H A S E I



P H A S E II

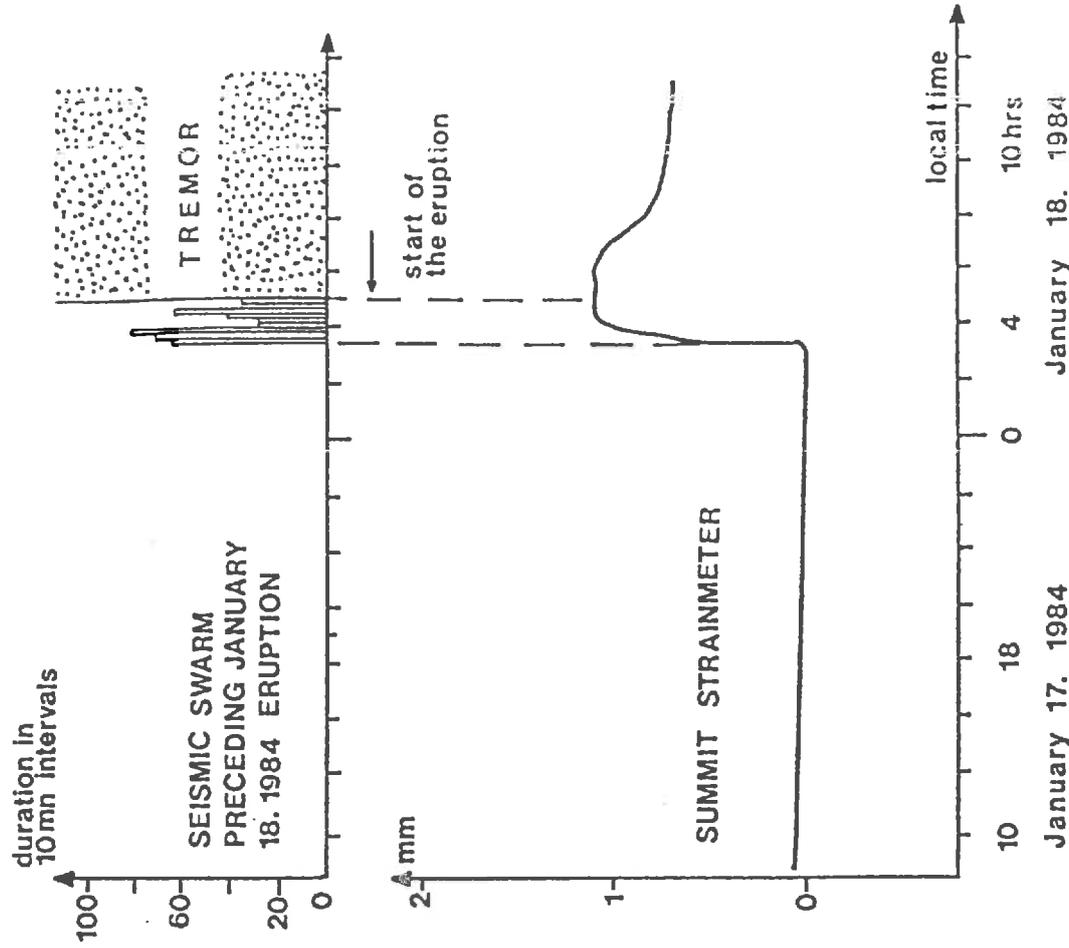


Figure 5.6: Mouvements de l'extensomètre du Bory au début des deux phases éruptives de 1983 et 1984. L'activité sismique représentée est la durée cumulée des séismes par tranche de 10mn (d'après Lénat et al., 1989).

magma non dégazé dans le dike est bien compatible avec le débit de  $100 \text{ m}^3/\text{s}$  observé sur le terrain au début de l'éruption (Lenat *et al.*, 1989) (un rapport de masse volumique de 4 est possible entre le magma non dégazé très léger qui remonte dans le dike et le basalte massif). D'autre part le volume total émis après un jour d'éruption le 4 Décembre (9h-24h) est d'un million de  $\text{m}^3$ , soit un débit moyen de  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  seulement sur la journée. En fait on voit sur la variation de l'extensomètre un retour dès les deux premières heures qui suivent le début de l'éruption. Conclusion : le débit diminue d'un facteur dix dans les premières heures d'éruption. Cela s'accompagne d'une contraction de l'extensomètre de Bory dans une proportion de 10 % à 20 % par rapport à la déformation totale.

#### 4.3.2.2) Premiers jours

Comme pour l'extensomètre de Bory, une inclinaison en sens opposé de l'effet principal de quatre stations d'inclinaison entourant le sommet est aussi observée dans les premiers jours, là encore d'environ dix pourcent de l'inclinaison acquise au début de l'éruption. De la même façon, l'extensomètre accuse une diminution assez lente dans les premiers jours d'éruption. Dans le même temps, le débit passe de  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  à  $2 \text{ m}^3/\text{s}$ , ce dernier débit est le débit moyen pour toute la durée de l'éruption (30 jours). Aucune donnée d'inclinomètre mesuré en continu n'est disponible pour cette éruption.

#### 4.3.3) Conclusion

Le débit est fonction du temps, mais il ne suit pas la relation exponentielle décroissante proposée par Scandone (1979) sur la base d'observations au Vésuve en particulier. Pour cette éruption du Piton de la Fournaise, les ordres de grandeur sont les suivants: débit de matière dégazée dans la première heure :  $100 \text{ m}^3/\text{s}$  (soit une vitesse d'écoulement de  $20 \text{ cm/s}$ ); débit le premier jour :  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  (vitesse d'écoulement:  $2 \text{ cm/s}$ ); débit moyen sur la totalité de l'éruption :  $1 \text{ m}^3/\text{s}$  (vitesse d'écoulement:  $2 \text{ mm/s}$ , ce qui correspond à dix jours pour un volume donné de magma pour rejoindre la surface depuis une profondeur de deux kilomètres).

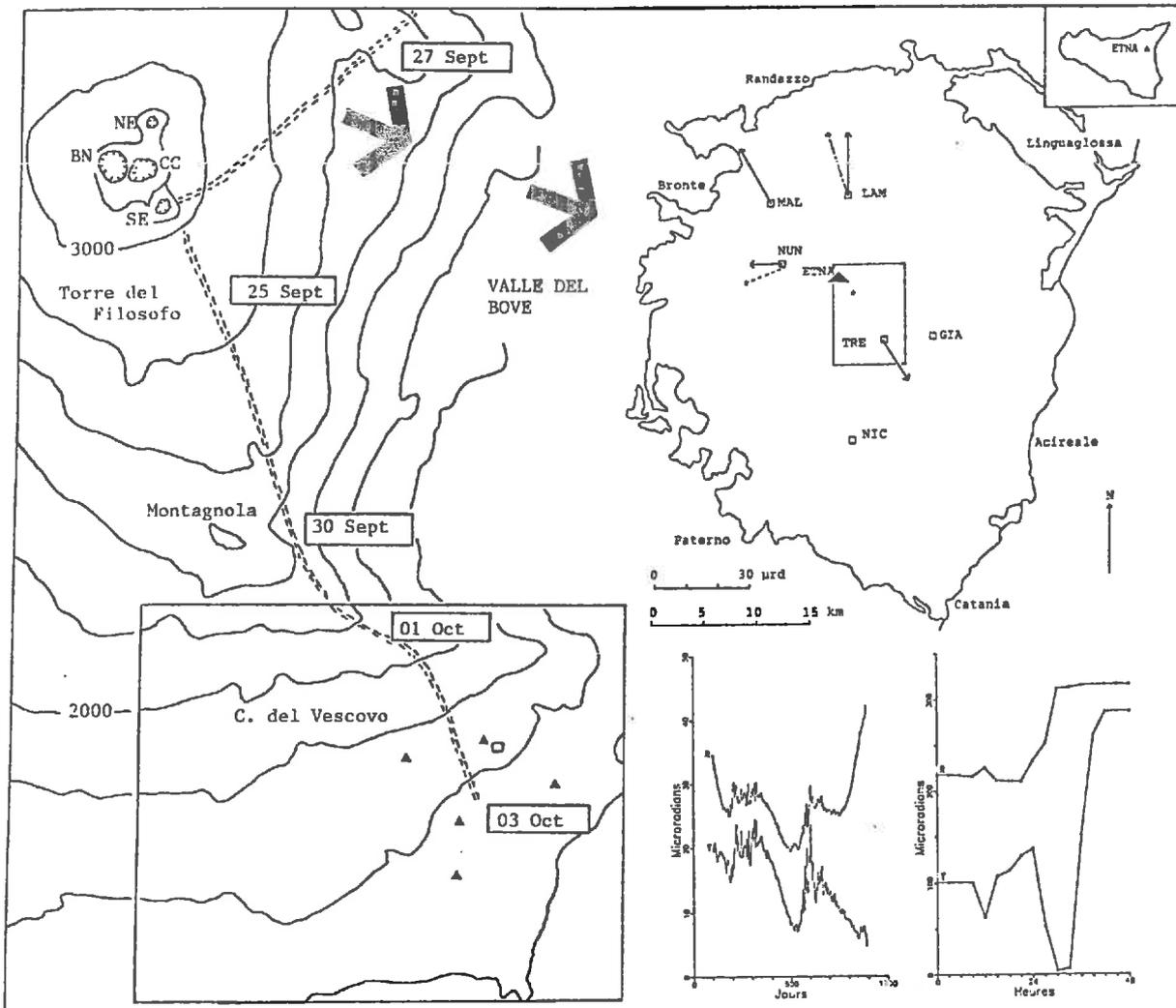


Figure 5.7a : *A droite, en haut:* vecteurs d'inclinaison entre Avril et Septembre 1989 dans les stations d'inclinométrie TRE, NUN, MAL, LAM (trait plein) et contrôle à partir de mesures de nivellement à LAM et NUN (trait discontinu). En encadré, l'emplacement de la partie gauche de la figure. *A droite, en bas:* (a) inclinaisons du sol entre Avril 1987 et Septembre 1989 dans la station de TRE (+ = gonflement du sommet pour la composante radiale (R), gonflement vers l'Ouest pour la composante tangentielle (T)). On observe un gonflement dans la direction du sommet du volcan à partir de Juin 1989. (b) Inclinaisons du sol dans la station de TRE les 1er et 2 Octobre 1989. *A gauche:* localisation et évolution dans le temps des fractures. La fracture Nord a donné lieu à une coulée de lave dans la Vallée del Bove. Le carré situé près de C. del Vescovo est la station d'inclinométrie TRE. Les triangles sont les points du réseau de géodésie.

## 5) L'ÉRUPTION DE SEPTEMBRE 1989 A L'ETNA : CONSIDERATIONS SUR LA PROPAGATION DES FRACTURES ET SUR LA TAILLE DU RESERVOIR

L'Etna est un volcan de dimension et âge à peu près équivalents au Piton de la Fournaise. Pour tous détails sur l'Etna, le lecteur se reportera à Tanguy (1985) et Kieffer (1986). En 1986-87, nous avons installé sur ce volcan un réseau d'inclinométrie (Briole *et al.*, 1989) puis des réseaux géodésiques (incluant un réseau mesuré par GPS). Nous cherchions à mettre en évidence des mouvements globaux à moyen et à long terme caractérisant l'activité du volcan. Compte tenu du temps moyen de récurrence des éruptions sur ce volcan (un an), les méthodes de géodésie traditionnelles n'étaient pas très adaptées puisqu'elles réalisent un échantillonnage à une fréquence trop voisine de la fréquence du phénomène à étudier. C'est pour cette raison que nous avons choisi la méthode inclinométrique. Cette méthode était de plus favorisée par l'existence sur ce volcan de nombreuses grottes de lave qui constituent autant d'abris naturels susceptibles d'accueillir des stations tout en permettant un bruit thermique limité (à ce propos, il est à noter que le réseau actuel de la Réunion est beaucoup plus sensible à la température puisque les stations ne sont pas enterrées). Le détail sur la technologie utilisée et la résolution moyenne des appareils se trouve explicité au *chapitre 2* et en *annexe 2*.

### 5.1) L'éruption de Septembre–Octobre 1989 à l'Etna

L'activité explosive et éruptive de l'Etna en Septembre–Octobre 1989 survient plus de deux ans après la précédente éruption de 1986-87. Cette phase d'activité est décrite de façon détaillée en *annexe 5* (Briole *et al.*, 1989), et constitue la première crise "sérieuse" depuis la mise en place en 1986-87 d'un réseau de neuf stations d'inclinomètres (*fig. 5*; Briole *et al.*, 1988; *chapitre 4*). L'analyse des inclinaisons du sol dans quatre des stations d'inclinométrie réparties autour du volcan à une distance moyenne de 6 km du sommet, a montré que des inclinaisons radiales comprises entre 10 et 20 microradians ont précédé le début de l'éruption. D'autre part la propagation d'une fracture à travers un réseau géodésique installé en 1987 ainsi que la présence d'un inclinomètre à proximité de cette fracture ont permis d'estimer certains paramètres caractérisant la fracture.

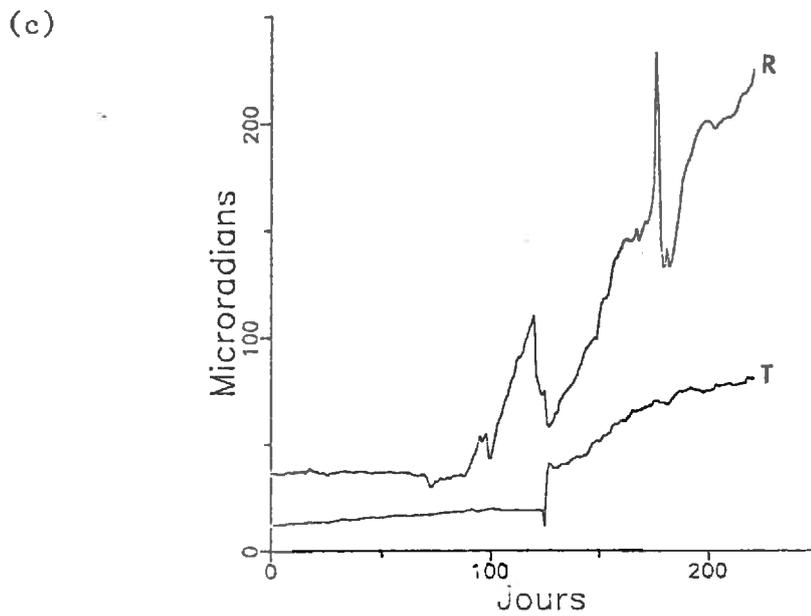
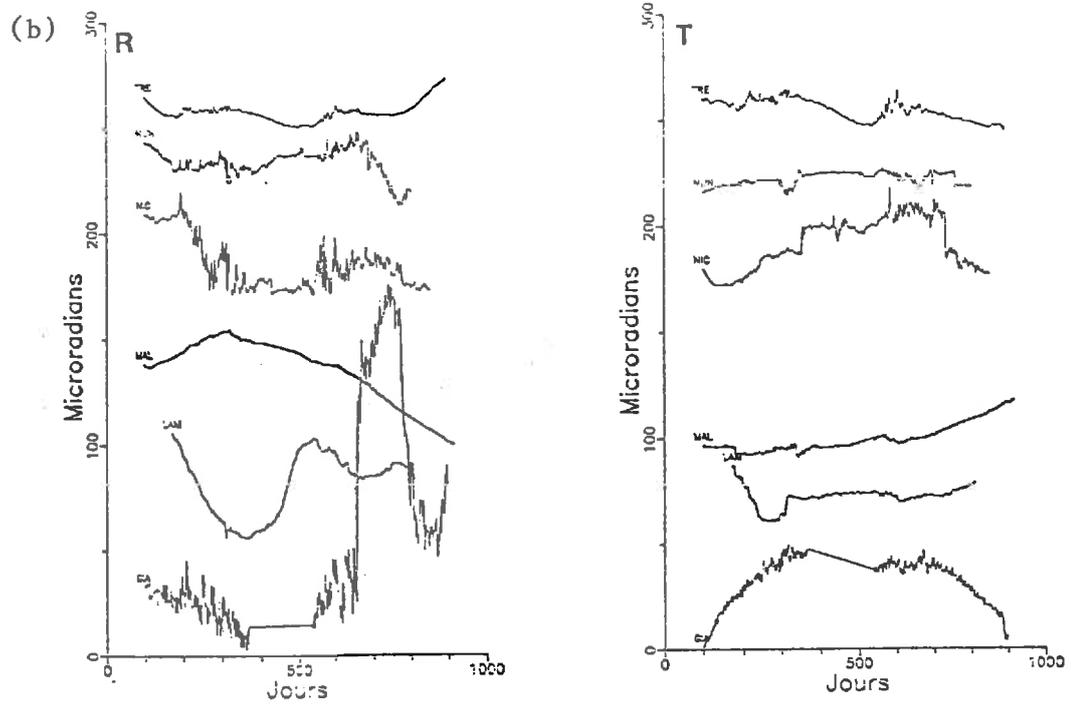


Figure 5.7b: Signaux enregistrés dans les stations d'inclinométrie depuis l'installation. Ces signaux sont corrigés de l'effet thermique annuel et d'une dérive linéaire pour certaines stations.  
 Figure 5.7c: Mouvements de l'inclinomètre de TDL durant la reprise d'activité du cratère Sud-Est à partir de Mars 1988.

## 5.2) Comment identifier le réservoir qui s'est vidé ?

### 5.2.1) Par les déformations prééruptives

Des déformations prééruptives ont été enregistrées à l'Etna avant son éruption de Septembre 1989 (*annexe 5*). Ces déformations ont été mises en évidence en utilisant les données du réseau d'inclinométrie (données confirmées par des mesures de géodésie). Les inclinaisons enregistrées sont peu au dessus du bruit de mesure et par conséquent nous n'avons pas le moyen d'identifier clairement la forme de la déformation en profondeur. Il semble que l'inclinaison ne s'atténue pas très vite avec la distance, ce qui militerait en faveur d'une source soit plutôt étendue (quelques kilomètres de diamètre) à faible profondeur sous le volcan, soit profonde. Cependant, une telle source (par exemple si l'on admet qu'elle a une forme plutôt aplatie) devrait être située à moins de 3km sous la surface sinon l'amplitude des déplacements calculés deviendrait trop petite par rapport aux valeurs observées (*fig. 8*). Néanmoins, les mesures de déformation ne donnent pas une preuve claire de l'existence d'une source étendue à faible profondeur. Pourtant une autre observation de terrain impose l'existence d'une source étendue: il s'agit du fait que des fontaines de lave répétées chaque jour ont pu prendre naissance sur ce volcan :

### 5.2.2) Par l'interprétation quantitative des fontaines de lave observées

Des travaux récents (Vergnolle et Jaupart, 1990) ont en effet montré que la production de ce type de phénomène nécessitait l'existence en profondeur d'un réservoir suffisamment vaste pour que se forme l'accumulation de bulles nécessaire à la production du phénomène. Dans le cas particulier de l'Etna, et par comparaison avec Hawaii qui est l'exemple utilisé par les auteurs précédents, il semble qu'il existe un facteur d'échelle de 10 entre presque tous les paramètres spatiaux et temporels caractéristiques de l'Etna et du Kilauéa. Ainsi, nous devrions nous attendre pour l'Etna à l'existence d'un réservoir de quelques km<sup>2</sup> situé à 2 ou 3 km sous le sommet du volcan. Cette hypothèse de réservoir superficiel est depuis longtemps débattue pour l'Etna. De fait, à défaut d'être démontrée directement par d'autres disciplines, cette hypothèse de réservoir superficiel, n'est, actuellement, contredite par aucune disciplines. Nous pouvons

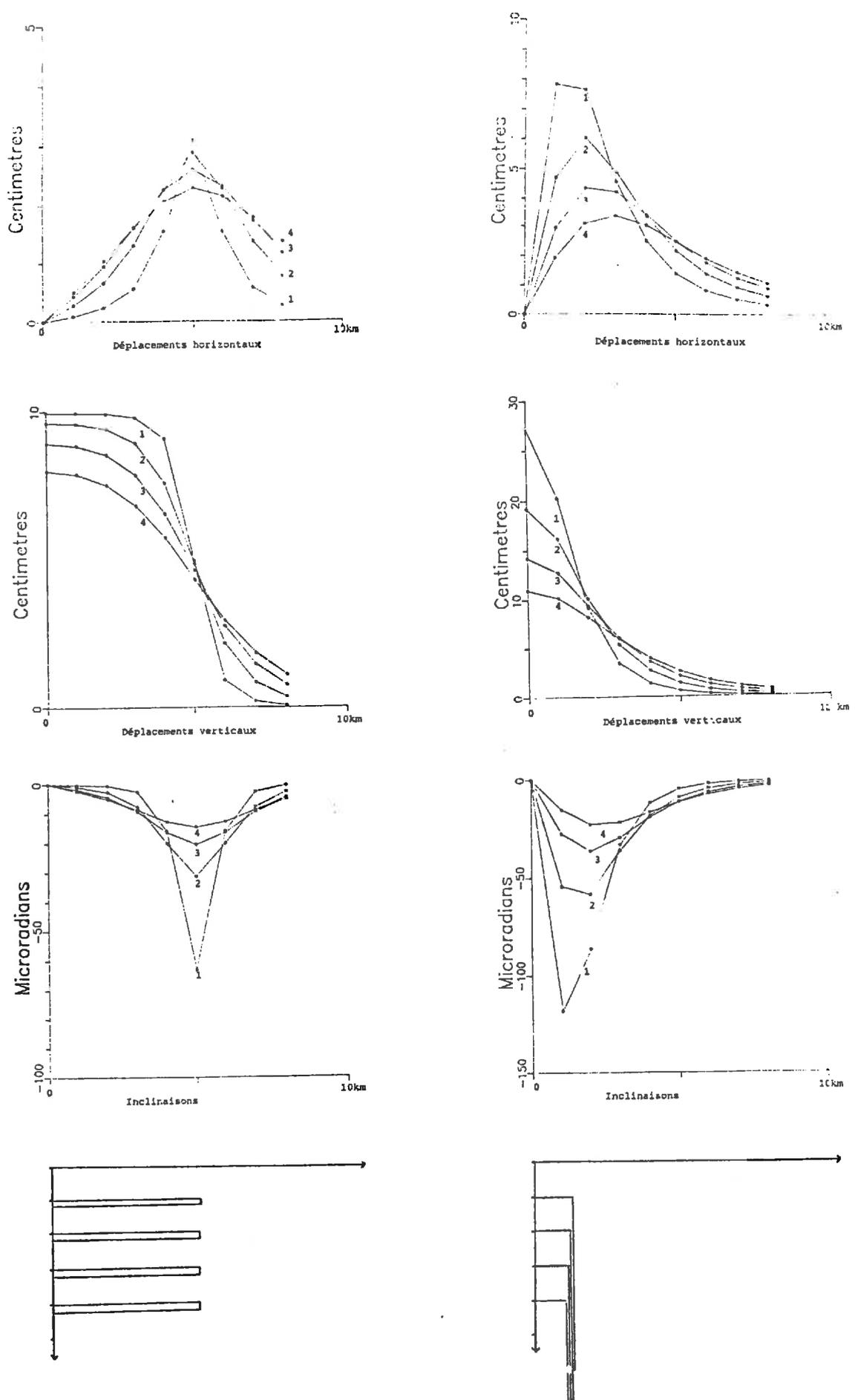


Figure 5.8: Déplacements de surface et inclinaisons correspondant à la mise en place d'un volume de 10 millions de m<sup>3</sup> dans le sol suivant deux modèles différents (disque ou cylindre) pour des profondeurs de toit de 1, 2, 3 et 4km. Rayon du disque: 5km, Hauteur du cylindre: 5km.

nous en assurer en faisant un calcul grossier d'ordre de grandeur basé sur diverses informations disponibles pour l'Etna :

- sur la base de la représentation relative de différentes espèces radioactives (Pb, Bi, Po) et en tenant compte de leurs durées de vie différentes, Lambert *et al.* (1987) ont trouvé une limite inférieure au volume de magma dégazé par jour dans le chambre magmatique (environ  $0.01 \text{ km}^3/\text{jour}$ ).

- en admettant un rayon de 2km, cela fait une surface de réservoir d'environ  $10^7 \text{ m}^2$  et donc une couche d'environ 1m dégazée par jour, donc une vitesse de convection au toit du réservoir de l'ordre de  $10^{-5} \text{ m/s}$ .

- si on admet des temps caractéristiques de mouvement convectif dans une chambre magmatique typiquement de  $10^8 \text{ s}$  (Brandeis et Jaupart, 1987) on trouve une dimension caractéristique verticale de 1km.

- cette valeur est obligatoirement une borne supérieure pour l'épaisseur du réservoir sinon Hirn *et al.* (1989), au moyen de la sismique réflexion, auraient mis clairement en évidence un réservoir magmatique, ce qui n'est pas le cas (si l'on considère que leur résolution spatiale est de l'ordre de 0.5km, on peut penser qu'ils auraient pu déceler une structure présentant un fort contraste à partir de 1km d'épaisseur).

- par conséquent, la seule solution raisonnable pour un réservoir magmatique superficiel à l'Etna est (si l'on admet une structure cylindrique) :

. rayon possible : 2km

. épaisseur : 500m

Ccela représenterait un volume d'environ  $6\text{km}^3$  soit l'équivalent de 600 ans de production moyenne.

De futures mesures géodésiques pourraient être entreprises pour chercher à tester cette hypothèse. Si l'on admet que le réservoir est axisymétrique, il faut commencer en instrumentant un rayon d'une quinzaine de kilomètres issu du sommet du volcan, et non plus un cercle l'entourant à distance constante. Les graphiques de la figure 8 permettent de connaître les ordres de grandeur des mouvements possibles dans le cas d'un chagement de volume dans le massif, en fonction de la géométrie de la source. Ce type de graphique doit être utilisé lors de la mise en place d'appareils, afin de se mettre en position de discriminer au mieux tel ou tel paramètre de la source. Ainsi, par exemple, il doit y avoir un fort gradient de déplacement vertical à l'aplomb du bord du réservoir. De tels raisonnements pourraient être étendus, avec encore plus de profit, au Piton de la Fournaise qui est beaucoup mieux instrumenté (et instrumentable) que l'Etna et se prête beaucoup mieux à la réalisation d'expériences de

ce type.

### 5.3) Indications quantitatives sur la propagation des dikes

L'exploitation des données géodésiques obtenues durant l'éruption permet de penser que la fracture d'alimentation issue le 26 Septembre du cratère SE a une profondeur faible, de l'ordre de 300m et une ouverture constante d'un mètre sur toute sa longueur (*annexe 5*). Cette fracture semble en outre avoir suivi la ligne de plus grande pente du volcan. Il est donc probable que dans ce cas, la propagation du dike vers le bas se soit effectuée à une profondeur constante sous la surface correspondant à une valeur de  $\sigma_3$  constante (épaisseur des terrains), le liquide fracturant étant plus dense que l'encaissant. En ce qui concerne la propagation de la fracturation lors de l'arrivée à proximité de la station d'inclinomètre de TRE, nous chercherons à modéliser l'avancée de la fracture en utilisant les rotations du vecteur d'inclinaison (travail en cours).

## 6) QUESTIONS OUVERTES POUR UNE ETUDE COMPAREE DES FONCTIONNEMENTS DE L'ETNA ET DU PITON DE LA FOURNAISE

Le cadre géodynamique qui a donné naissance à l'Etna et au Piton de la Fournaise est très différent et je ne le discute pas. Je ne discute pas non plus en détail les différences de nature chimique des matériaux émis (même si nous avons vu dans le cas de l'éruption de Septembre 1989 à l'Etna qu'une connaissance de grandeurs telles que le volume des bulles était nécessaire). Je m'attacherai ici à des comparaisons sur la morphologie, et les débits, l'idée étant de chercher à approcher la question qui sera évoquée au paragraphe suivant de la stabilité mécanique des volcans. L'Etna et le Piton de la Fournaise sont des volcans voisins par leur taille (cône volcanique d'environ 2000m) et par leur âge (0.5 millions d'années). Les débits de ces deux volcans seraient voisins et ceci est effectivement vérifié expérimentalement (débit de l'ordre de quelques millions de m<sup>3</sup> par an). La fréquence des éruptions est également voisine pour les deux volcans (de l'ordre de une à quelques unes par an selon la définition que l'on adopte pour identifier une éruption donnée). Parmi les différences, la plus remarquable est l'absence d'activité permanente au Piton de la Fournaise, alors que l'Etna possède des cratères sommitaux presque continuellement actifs. Enfin, une autre différence est le

débit instantané qui est beaucoup plus élevé lors des éruptions du Piton de la Fournaise et qui fait que celles-ci sont souvent brèves (quelques jours à quelques semaines) par rapport à celles de l'Etna (quelques semaines à quelques mois). Les termes de la comparaison portent sur l'effet mécanique lié aux continuelles intrusions de dikes dans la structure. Il faut donc tout d'abord estimer quel pourcentage de magma reste dans les dikes par rapport au total émis en moyenne. Donc, il faut connaître la dimension moyenne d'un dike. En ce qui concerne l'Etna, Minett et Scott (1985) proposent les caractéristiques moyennes suivantes pour les dikes de ce volcan: dimension moyenne: 1m x 50m x 600m, soit un volume moyen de 0.03 millions de m<sup>3</sup>. Sur la base de mes propres observations de dikes fossiles dans la Vallée del Bove à l'Etna, je pense que ces chiffres sont sous-estimés et qu'un volume moyen vraisemblable pourrait être plutôt de l'ordre de 0.2 millions de m<sup>3</sup> ce qui représenterait de l'ordre de 10 % de matière non extrudée mais retenue dans la structure. Compte tenu de la structure dissymétrique du volcan, cet ajout de matière va dans le sens d'un glissement vers l'Est.

#### **6.1) Instabilité de flancs : Comportement à long terme des Grandes Pentes au Piton de la Fournaise, Vallée del Bove à l'Etna**

La surface de l'Enclos Fouqué est d'environ 100 km<sup>2</sup>, donc avec un débit de 10<sup>7</sup> m<sup>3</sup> par an la surface moyenne recouverte par an est 10 cm. Si on admet également que 10 % de la matière reste dans le massif dans les deux derniers kilomètres, soit 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> par an, que le volume total du volcan est de 50 km<sup>3</sup>, et qu'il n'y a pas d'augmentation de densité de matière, alors il doit exister un état stationnaire d'évacuation de la matière à une vitesse latérale moyenne de 5cm par an. L'enclos Fouqué ayant environ 5000 ans, il aurait donc déjà "coulé" vers l'est de 250m depuis sa création simplement parce que des dikes s'injectent dans toutes les directions sous la partie centrale (la plus fracturée) et poussent vers l'Est. La notion de "rift zone" est un sous-produit de cette instabilité. En ce qui concerne l'évolution verticale de la topographie du volcan, elle est de 500 m en 5000 ans si l'on admet que le dépôt de matière est uniforme en surface. Avec une pente dans la partie basse du volcan de 10 degrés, et en l'absence d'accumulation de matière dans le massif (état stationnaire), on devrait ainsi observer une subsidence de 5mm/an pour les points de nivellement situés dans le Grand Brulé, sur la route côtière, au pied du volcan. Or, actuellement, aucune observation directe ne témoigne de tels ordres de grandeur dans le dernier siècle ou les dix dernières années. Par consé-

quent, le mouvement pourrait être discontinu. La quantification de ce type de mouvement pourrait être obtenue par des mesures géodésiques effectuées au niveau même des Grandes Pentes, ce qui pose de nombreux problèmes pratiques mais pourra être résolu partiellement par l'utilisation de GPS.

Une situation un peu analogue de "rift zone" est rencontrée à l'Etna, où la Vallée del Bove constitue la zone la plus faible du massif. De nombreux auteurs ont proposé que la Vallée del Bove soit une zone à haut risque, potentiellement instable en bloc. Cette hypothèse n'est pas validée quantitativement à l'heure actuelle, et nécessite en ce qui concerne la géodésie des mesures directes de déformations, y compris à la base de la vallée. En effet, pour qu'un phénomène catastrophique de type St Helens puisse se produire comme le suggèrent McGuire *et al.* (1990), il faudrait que les fractures qui affectent le bord Ouest de la Vallée del Bove soient très profondes. En effet, il y a peu de chances que l'ouverture de fractures superficielles puisse créer la baisse de pression nécessaire à l'amorçage d'un phénomène explosif. Il est donc nécessaire de quantifier avec précision l'enracinement des fractures qui affectent le volcan au voisinage du rebord de cette vallée. Ces fractures sont celles qui ont servi de conduit au magma lors des éruptions sur le versant SE ces dernières années. Beaucoup de mesures géodésiques et gravimétriques sont déjà disponibles dans cette région qui est la mieux instrumentée du volcan. Il est nécessaire de faire une modélisation fine, tenant compte du relief, pour déterminer la géométrie des fractures.

## 6.2) Les cycles d'alimentation

Y a-t-il vraiment des grands cycles décennaux ayant une cause profonde encore indéterminée ou prélève-t-on toujours le magma dans le même réservoir mais en des lieux différents ? Comment les cycles "à peu près" annuels d'éruptions observés à l'Etna et au Piton de la Fournaise sont-ils reliés aux fluctuations de pression dans le réservoir ? Actuellement, il n'est pas possible de répondre à toutes ces questions avec de simples mesures de déformations, et il est évident que ces seules mesures ne seront jamais auto-suffisantes. On peut espérer que l'acquisition pluridisciplinaire d'informations sera peu à peu en mesure d'améliorer les connaissances dans ce domaine. Pour cela, il est nécessaire de prévoir la réalisation d'expériences précises et ponctuelles, convenablement discutées avec l'ensemble des disciplines.

Peut-on tenter de décrire les phénomènes par des modèles stochastiques ? C'est un

domaine qui serait intéressant de tester dans le cas des cycles éruptifs du Piton de la Fournaise, en particulier pour vérifier si un tel modèle fait ou non apparaître spontanément des "rift-zones" lorsqu'on impose des intrusions répétées et isotropes dans la région sommitale du volcan.

### 6.3) La propagation des dikes

Comme le montre l'exemple de l'Etna de 1989, un fissure remplie de lave est susceptible de se propager à faible profondeur sous la surface du volcan et ce sur des distances pouvant atteindre la dizaine de kilomètres. Ce phénomène a été observé à de nombreuses reprises au Kilauéa à Hawaii (Okamura *et al.*, 1988). Au Piton de la Fournaise, les deux dernières éruptions hors enclos ont également été accompagnées par des propagations de fissures superficielles. Le caractère superficiel de ces propagations est attesté par le fait que dans les deux exemples du Piton de la Fournaise (1977, 1986) comme dans celui, récent de l'Etna, la fracturation s'est arrêtée un jour au franchissement du rempart de l'Enclos Fouqué ou de la Vallée del Bove respectivement. Un tel arrêt doit être associé à un changement de contrainte dans le milieu au niveau du point atteint par la fracture. Or pour une fracture profonde, il n'y a pas de raison qu'il y ait un fort contraste de contrainte exactement au niveau du changement de topographie. Par conséquent, si l'arrêt de la propagation est bien corrélé avec la topographie, la fracturation ne peut être que très superficielle.

## CONCLUSION - INTERFACE MODELE-DONNEES

Pour les volcans, nous avons constaté que des modèles simples peuvent servir pour déterminer la dimension et la géométrie des sources de déformation. De la même façon, pour la modélisation de déformations cosismiques, dans le cas du séisme d'Irpinia, on a obtenu de bons résultats avec un modèle simple de dislocation en milieu élastique. Enfin, dans le cas du rift d'Asal, à Djibouti on a obtenu des indications quantitatives précises sur l'enracinement des failles actives qui constituent le rift avec ce même type de modèle. A présent, il est nécessaire de passer du point de vue des modèles à des modèles dynamiques faisant intervenir les contraintes dans le milieu. Le développement de modèles tridimensionnels n'est pas urgent tant que l'on a pas la masse de données nécessaires pour se servir avec confiance de ce type de modèle. Par

conséquent, il est probablement plus intéressant actuellement pour développer la modélisation de continuer d'admettre que les volcans sont des structures axisymétriques et de concentrer les mesures sur un ou deux axes radiaux.

---

**BIBLIOGRAPHIE**

- Arca S., Bonasia V., Gaulon R., Pingue F., Ruegg J.C. and Scarpa R., 1983. *Ground movements and faulting mechanism associated to the November 23, 1980 Southern Italy earthquake*. *Boll. Geod. Sci. Affini XLII*, 137-147.
- Barrientos S.E., Stein R.S. and Ward S.N., 1987. *Comparison of the 1959 Hebgen Lake, Montana and the 1983 Borah Peak, Idaho, earthquakes from geodetic observations*. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 784-808.
- Bernard P. and Zollo A., 1989. *The Irpinia (Italy) 1980 earthquake : detailed analysis of a complex normal faulting*. *J. Geophys. Res.*, 94, 1631-1647.
- Berrino G., Corrado G., Luongo G. and Toro B., 1984. *Ground deformation and gravity changes accompanying the 1982 Pozzuoli uplift*. *Bull. Volcanol.*, 47(2), 187-200.
- Bianchi R., Coradini A., Federico C., Giberti G., Lanciano P., Pozzi J.P., Sartoris G. and Scandone R., 1987. *Modeling of surface deformation in volcanic areas: the 1970-1972 and 1982-1984 crises of Campi Flegrei, Italy*. *J. Geophys. Res.*, 92, 14139-14150.
- Bonasia V., Pingue F. and Scarpa R., 1984. *A fluid-filled fracture as possible mechanism of ground deformation at Phlegraean Fields, Italy*. *Bull. Volcanol.*, 47(2), 313-320.
- Brandeis G. and Jaupart Cl., 1987. *Crystal sizes in intrusions of different: constraints on the cooling regime and the crystallisation kinetics in magmatic processes*. *Physico-chemical principles*. The geochemical Society, n° 1, 307-318.
- Briole P., De Natale G., Gaulon R., Pingue F. and Scarpa R., 1986. *Inversion of geodetic data and seismicity associated with the Friuli earthquake sequence (1976-1977)*. *Annales Geophysicae*, 4, 481-492.
- Briole P., Nunnari G., Puglisi G. and Murray J., 1989. *L'éruption de Septembre-Octobre 1989 à l'Etna (Italie). Quelques informations quantitatives fournies par la géodésie et l'inclinométrie*. soumis C. R. Acad. Sci. Paris.
- Carrigan C.R., 1983. *A heat pipe model for vertical magma-filled conduits*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 16, 279-298.
- Chevallier L. and Verwoerd W.J., 1988. *A numerical model for the mechanical behavior of intraplate volcanoes*. *J. Geophys. Res.*, 93, 4182-4198.
- Corrado G., Guerra I., Lo Bascio A., Luongo G. and Rampoldi R., 1977. *Inflation and microearthquake activity of Phlegraean Fields, Italy*. *Bull. Volcanol.*, 40(3), 1-20.
- Crouch S.L., 1976. *Solution of plane elasticity problems by the displacement discontinuity method, I, Infinite body solution*. *Int. J. Numer. Meth. Eng.*, 10, 301-343.
- Davis P.M., 1986. *Surface deformation due to inflation of an arbitrary orientad triaxial ellipsoidal cavity in an elastic half-space, with reference to Kilauea volcano, Hawaii*. *J. Geophys. Res.*, 91, 7429-7438.

---

Dieterich J.H. and Decker R.W., 1975. *Finite element modeling of surface deformation associated with volcanism*. J. Geophys. Res., 80, 4094-4102.

Dzurisin D. and Yamashita K.M., 1987. *Vertical surface displacements at Yellowstone caldera, Wyoming, 1976-1986*. J. Geophys. Res., 92, 13753-13766.

Hirn A., Necessian A., Sapin M., Ferucci F. and Wittlinger G., 1989. *Seismic heterogeneity of Mt Etna, structure and activity*. J. Volcanol. Geotherm. Res., soumis.

King G.C.P., Stein R.S. and Rundle J.B., 1988. *The growth of geological structures by repeated earthquakes. 1. Conceptual framework*. J. Geophys. Res., 93, 13307-13318.

Lambert G., Le Cloarec M.F., Ardouin B. and Le Roulley J.C., 1986. *Volcanic emission of radionuclides and magma dynamics*. Earth Planet. Sci. Lett., 76, 185-192.

Lang G., Vilotte J.P. and Neugebauer H.J., 1984. *Relaxation of the Earth after a dip slip earthquake : dependence on rheology and geometry*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 36, 260-275.

Lenat J.F., Bachèlery P., Bonneville A., Tarits P., Cheminée J.L. and Delorme H., 1989. *The December 4, 1983 to February 18, 1984 eruption of Piton de la Fournaise (La Réunion, Indian Ocean) : description and interpretation*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 36, 87-112.

Mansinha L. and Smylie D.E., 1971. *The displacement field of inclined faults*. Bull. Seism. Soc. Am., 61, 1433-1440.

Mavko G.M., 1982. *Fault interaction near Hollister, California*. J. Geophys. Res., 87, 7807-7816.

McGuire W.J., Pullen A.D. and Saunders S.J., 1990. *Recent dyke-induced large-scale block movement at Mount Etna and potential slope failure*. Nature, 343, 357-359.

Melosh H.J. and Raefsky A., 1983. *Anelastic response of the Earth to a dip slip earthquake*. J. Geophys. Res., 88, 515-526.

Minster J.B. and Jordan T.H., 1978. *Present-day plate motions*. J. Geophys. Res., 83, 5331-5353.

Mogi K., 1958. *Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them*. Bull. Earth. Res. Inst., 36, 99-134.

Morelli, Bonafede, Dragoni, 1987. *Two-dimensional crack model of faulting in a layered elastic half-space*. Ann. Geophys., 3, 281-288.

Murray J.B. and Pullen A.D., 1984. *Three-dimensional model of the feeder conduit of the 1983 eruption of Mount Etna volcano from ground deformation measurements*. Bull. Volcanol., 47.4 (2), 1145-1163.

Neumann R., Evrard P. et Coron S., 1985. *Interprétation des travaux magnétiques et gravimétriques à l'Etna*. Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata, XXVII, 106, 125-152 + 4 planches.

- 
- Okada Y., 1985. *Surface deformations due to shear and tensile faults in a half-space*. Bull. Seism. Soc. Am., 75, 1135-1154.
- Okamura A.T., Dvorak J.J., Koyanagi R.Y. and Tanigawa W.R., 1988. *Surface deformation during dike propagation: the 1983 East Rift eruption of Kilauea volcano, Hawaii*. U.S.G.S. professional paper, Pu O'o volume.
- Paul A., 1986. *Modélisation numérique des déformations d'un édifice volcanique. Application au Mont St Helens*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble.
- Rundle J.B., 1988. *A physical model for earthquakes 1. Fluctuations and interactions*. J. Geophys. Res., 93, 6237-6254.
- Savage J.C., 1983. *A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone*. J. Geophys. Res., 88, 4984-4996.
- Savage J.C. and Prescott W.H., 1978. *Asthenosphere readjustment and the earthquake cycle*. J. Geophys. res., 83, 3369-3376.
- Savage W.Z., Swolfs H.S. and Powers P.S., 1985. *Gravitational stress in long symmetric ridges and valleys*. Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 22, 291-302.
- Sanderson T.J.O., Berrino G., Corrado G. and Grimaldi M., 1983. *Ground deformation and gravity changes accompanying the March 1981 eruption of Mount Etna*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 16, 299-315.
- Sato T. and Matsu'Ura M., 1988. *A kinematic model for deformation of the lithosphere at subduction zones*. J. Geophys. Res., 93, 6410-6418.
- Savage J.C., 1980. *Dislocation in seismology*. In : Dislocation in solids. Ed. Nabarro J.R.N., North Holland Publ. Co., 251-339.
- Scandone R., 1979. *Effusion rate and energy balance of Paricutin eruption (1943-1952), Michoacan, Mexico*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 6, 49-59.
- SEAN Bulletin, 12 Mars 1988.
- Stein R.S., King G.C.P. and Rundle J.B., 1988. *The growth of geological structures by repeated earthquakes. 2. Field examples of continental dip-slip faults*. J. Geophys. Res., 93, 13319-13331.
- Tait S., Jaupart Cl. and Vergnolle S., 1989. *Pressure, gas content and eruption periodicity of a shallow, crystallising magma chamber*. Earth Planet. Sci. Lett., 92, 107-123.
- Thatcher W. and Rundle J.B., 1979. *A model for the earthquake cycle in underthrust zones*. J. Geophys Res., 84, 5540-5556.
- Vergnolle S. and Jaupart Cl., 1990. *The dynamics of degassing at Kilauea volcano (Hawaii)*. J. Geophys. Res., sous presse.
- Wadge G., 1977. *The storage and release of magma on Mount Etna*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 2, 361-384.

Walsh J.B. and Decker R.W., 1971. *Surface deformation associated with volcanism*. J. Geophys. Res., 76, 3291-3302.

Westaway R.W.C. and Jackson J., 1984. *Surface faulting in the southern Italian Campania-Basilicata earthquake of 23 November 1980*. Nature, 312, 436-438.

Westaway R.W.C. and Jackson J., 1987. *The earthquake of 1980 November 23 in Campania-Basilicata (southern Italy)*. Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc., 90, 375-443.

Zlotnicki J., Ruegg J.C., Bachèlery P. and Blum P.A., 1989. *Eruptive mechanisms on Piton de la Fournaise volcano, associated with the December 4, 1983, and January 18, 1984 eruptions from ground deformation monitoring and photogrammetric surveys*. J. Volcanol. Geotherm. Res., sous presse.

## ANNEXES

J'ai regroupé en annexe des articles (sous presse, soumis et en cours de préparation), un acte de congrès et une étude des déformations associées au séisme d'Irpinia (réalisée en 1987) et plus détaillée que la discussion proposée dans la thèse.

**ANNEXE 1 :** Briole P., Gaulon R., Nunnari G., Puglisi G., Ruegg J.C., 1990. *Measurements of ground movements on Mount Etna, Sicily : A systematic plan to record different temporal and spatial components of ground movement associated with active volcanism*. Proceedings in Volcanology (Aki, Gasparini and Scarpa, editors), vol n° 3.

**ANNEXE 2 :** Briole P., Blum P.A., Nunnari G., Puglisi G. *Inclinometric measurements on Mount Etna, Italy. Method and first results*. En préparation.

**ANNEXE 3 :** Briole P., Ruegg J.C., 1989. *GPS for the study of crustal deformations : methodology and projects*. Workshop on GPS for geodynamics, Luxembourg.

**ANNEXE 4 :** *Le séisme d'Irpinia (Italie) de 1980. Etude et interprétation des données géodésiques*.

**ANNEXE 5 :** Briole P., Nunnari G., Puglisi G., Murray J.B., 1990. *L'éruption de Septembre-Octobre 1989 à l'ETNA (Italie). Quelques informations quantitatives fournies par la géodésie et l'inclinométrie* Soumis au C. R. Acad. Sci. Paris.

**ANNEXE 6 :** Ruegg J.C., Gasse F., Briole P., 1990. *Mouvements du sol holocènes dans le Rift d'Asal à Djibouti*. Soumis au C. R. Acad. sci. Paris.

**MEASUREMENTS OF GROUND MOVEMENT ON MOUNT ETNA, SICILY :  
A SYSTEMATIC PLAN TO RECORD DIFFERENT TEMPORAL AND SPATIAL  
COMPONENTS OF GROUND MOVEMENT ASSOCIATED WITH ACTIVE  
VOLCANISM**

P. Briole<sup>1</sup>, R. Gaulon<sup>1</sup>, G. Nunnari<sup>2</sup>, G. Puglisi<sup>2</sup> and J.C. Ruegg<sup>1</sup>

(1) Institut de Physique du Globe - Laboratoire de sismologie - 4 place Jussieu - 75252  
Paris Cedex 05 - France

(2) Istituto Internazionale di Vulcanologia - C.N.R. - Piazza Roma 2 - 95123 Catania -  
Italy

**ABSTRACT**

Several techniques are being used on Mount Etna, an active volcano located along the east coast of Sicily, to record ground movements. A network of automatic tiltmeters has been installed to record rapid ground movements associated both with the sudden changes in volcanic activity (that may occur over a time period of a few days) and long-term deformation component. Tilt changes that occur over long time periods are recorded by repeated releveling of short lines, using a standard leveling technique. Short aperture leveling lines have also been sited near some tiltmeter, so that we will be able to record both short-term and long-term changes in ground movements at several locations on Etna. Such informations allow also to validate the data recorded by automatic tiltmeters. Horizontal strain are recorded by making repeated trilateration surveys, using the global positioning system (GPS) to measure ground movements on Etna while electronic distance measurements (EDM) are performed whenever it was possible to compare the precision of the GPS and EDM techniques. Our first comparison shows that these two methods agree at about the 2-part-per-million level.

**INTRODUCTION**

Many investigators have performed ground deformation studies on Mount Etna, an active volcano located on the east coast of Sicily in southern Italy (Wadge *et al.*, 1975; Wadge, 1976; Murray *et al.*, 1977; Henbest *et al.*, 1979; Villari, 1980; Murray, 1982; Sanderson *et al.*, 1983; Murray and Pullen, 1984; Nunnari and Romano, 1986; Bousquet *et al.*, 1987; Nunnari and Puglisi, 1987; Cosentino *et al.*, 1987). These studies have shown that volcanic

activity at Etna is often accompanied by measurable ground movement. The results of these studies (mostly concerning the 1974, 1981 and 1983 eruptions) have been used to propose models for the eruptive behavior of the volcano. Most of these proposed models have considered only simple elastic models as possible sources for the measured ground movement. Two exceptions are the models proposed by Sanderson *et al.* and by Bousquet *et al.*, who also considered micro-gravity measurements and structural features in deriving models for the 1981 and 1983 eruptions. The limitation in the spatial and temporal coverage of ground deformation measurements, which are needed to derive a more realistic model for Etna, is chiefly caused by the difficulties encountered when working in the severe environment around Etna.

Previous scientific teams have usually used only one technique to measure ground deformation at Etna. Scientists from the Osservatorio Vesuviano (OV) have established a leveling line between Serra La Nave and Rifugio Citelli on the south, west and north flanks of the volcano at an average altitude of 1500m above sea level. Measurements of this leveling line are performed at least every year. The scientific team from the Italian Istituto Internazionale di Vulcanologia (IIV) in Catania has established small trilateration networks on the south, northeast and west flanks of Etna. These trilateration surveys were begun in 1979 and are continuing. J.B. Murray from the Open University of London has organized a team which is performing every year, since 1975, a leveling traverse in the summit of the volcano between Piccolo Rifugio and Monte Pizzillo. A trilateration network has also been established by Murray. The locations of these leveling routes and trilateration networks are shown in figure 1.

Following the early work of Costantino Tomasi (1962), tiltmeters in operation on Etna have shown that the summit area rises before eruptions (Wadge, 1976; Villari, 1982; Bousquet *et al.*, 1984; Nunnari and Romano, 1986). Because very few tiltmeters have been simultaneously operated on Etna, only a qualitative interpretation can be given to data recorded by these instruments. Furthermore, the tilt patterns indicated by these instruments were usually not supported by the results of geodetic surveys.

To further advance the monitoring of surface deformation studies at Etna, a joint program was begun in 1986 by the Institut de Physique du globe (IPG) of Paris and by the IIV to develop a systematic approach using tiltmeters, leveling and trilateration surveys, and space geodesy. Eight tiltmeter stations were installed in 1986-1987 at sites that surround the volcano at an average altitude of about 1700m above sea level. The first GPS survey was made in May 1988 at nine stations. One purpose of this first survey was to compare distances determined by GPS and by trilateration measurements and to connect the separate geodetic networks that already exist on Etna.

## TILT MEASUREMENTS

The tiltmeter network shown in figure 2 was designed to provide coverage around the volcano at altitudes from 1000 to 2000m above sea level. At this stage in our program, only one tiltmeter has been installed in the summit (TDL), near the Central Crater. Each tilt-station consists of two independent sensors capable of determining the amount of tilt in two perpendicular directions. The sensors have been installed so that one records tilt changes directed radially with respect to the summit crater, while the other one records tilt along the orthogonal direction (tangential). The basic design and operation of these instruments were developed by Blum (1963). The sensors have been modified so that the instrument can be used for the study of tilt changes associated with crustal movements (Saleh, 1986). Each instrument has a resolution of about 0.15 microradian and a dynamic range of about 600 microradians. This range is sufficient to record the magnitude of tilt changes at Etna reported by earlier investigators (Wadge, 1976, Villari, 1982). Because of environmental noise caused by rainfall and temperature fluctuations, the actual resolution of these instruments for time periods longer than a few days is lower than the design resolution. In order to minimize diurnal temperature fluctuations, wherever possible these instruments have been installed in lava tubes. Also, measurement of air temperature are made at each site so that the effect of temperature fluctuations on tilt change can be partially removed. Tilt and temperature are recorded at each site on a micro-computer system. A three hour sampling rate enables us to collect up to eight months of data in the computer memory. Each tilt station is visited about every six months to collect data and to maintain the instruments. No failure of this system occurred during its first year of operation. Data collected at three stations (TDL, LIN and SLN) are telemetered to Toulouse, France, using the ARGOS satellite.

Cross-shaped arrays of benchmarks have been installed around TRE, LAM and NUN tilt-stations so that long-term tilt changes at these sites can be measured by leveling of these benchmarks. Two different arrays of benchmarks have been used: one using a short-base of 50m and the other a long-base of 2000m. We estimate the accuracy of these tilt measurements to be 5 microradians for short-base arrays and 2 microradians for long-base arrays. This accuracy is in fact the *a posteriori* variance obtained by compensation of the data with an inversion algorithm (Tarantola and Valette, 1982). We have found that, despite the use of precise leveling technique for the short-base arrays and trigonometric leveling technique for long-base arrays, the accuracy is better for the long-base array. This accuracy, which is close to the intrinsic instrumental precision, can be reached only with a sufficient redundancy of data. In the particular analyzed time interval, we also assumed that there was no volcanic phenomena capable to influence the leveling measurements.

Data recorded by six tilt instruments are shown in figure 3. These data have been filtered for reducing high-frequency noise and corrected for temperature fluctuations. The positive direction of tilt change is listed in table I for each station. Temperature corrections were made by assuming a linear relationship between temperature change and tilt change for each tilt component for each station and by considering also the temporal shift between the two series of data, using a cross-correlation analysis.

We have analysed the first year of tiltmeter data using a power spectra method (Mortenson and Hopkins, 1988). From this method we can determine the resolution of each station for various lengths of time. Assuming that none of the tiltmeters recorded a coherent pattern of ground movements caused by volcanic activity (that is, all tiltmeter recordings were caused by noise sources), we can compute the noise level for both tilt components for each station. This hypothesis is sustained by the volcanological observations made by Calvari *et al.* (1988), during the considered time interval. The results for one and ten day time intervals are listed in table I.

The noise level of each tiltmeter increases as the length of time increases. For a time period of ten days, the resolution of our tiltmeters is from five to ten microradians. This resolution is slightly larger than the resolution that can be attained by leveling our arrays of level benchmarks.

## GPS MEASUREMENTS

A GPS survey was performed on Etna in May 1988 at nine general locations: three in the summit area (TDF, OBS, PIZ), four on the flanks (VET, NUN, LAM, CIT) and two not on the volcanic cone (BEL, MGN), located in the Peloritani-Nebroden Mountains, about 25-km north of Etna. We located these GPS stations close to tiltmeter stations and pre-existing leveling and trilateration benchmarks, so that, we could interconnect all of the geodetic networks on Etna. The GPS stations TDF, LAM and NUN are each close to tiltmeter stations.

The benchmarks were occupied by GPS receivers over a period of ten days. Daily observations lasted about three hours and consisted of two observing sessions. Data were collected on three single-frequency, five channel receivers (two TR5S and one NR52) manufactured by SERCEL. Some individual lines of the GPS array was measured several (up to 4) times in order to improve the precision in computing the baseline length.

The recorded GPS data have been processed using a "single-base analysis" software tool, developed at IPG, based on the well-known double difference method. After the computation of each individual baseline, a specific network compensation program, to obtain the final distance values, has been used. The network internal closure error has been estimated

to be about 2 ppm (baseline residual less than 5 cm).

Our GPS measurements are not as accurate as similar measurements conducted in other areas and reported by other scientists. The principal reason concerns the correction used for the propagation delay. This point is particularly critical in mountain areas. We processed our data by using two different models: one used temperature, pressure and humidity collected on ground during the survey, while the other one used a simple theoretical model representing the standard atmosphere. On the base of the result we observed that the components of the baseline vector were very sensitive to the particular model considered. On the other hand, the baseline length is not very sensitive to the model. We chosen the standard atmosphere model because more complex models require accurate knowledge about the lower troposphere. However we hope to improve the accuracy in the next future considering a more reliable model for the local troposphere.

There are two other reasons which limit the accuracy :

The first reason is due to the fact that GPS receivers used for this survey used only L1 frequency so that correction for ionospheric propagation delay is not allowed and the accuracy of GPS measurements was limited to about 1ppm.

The second reason is due to the fact that in computing the baseline vector, we used the ephemeris broadcasted by each satellite during the survey. The errors when using broadcast ephemeris are in the range 0.1-1 ppm.

Trilateration measurements were made, using a K&E Rangemaster III electronic distance measuring instrument. Whenever it was possible the measurements were made by night, measuring the meteorological data at both end of the line. The modulation frequency of the instrument has been controlled before and after the survey. The precision obtained in that conditions is about 1 ppm (Ruegg and Kasser, 1987). A comparison of baseline lengths (mark to mark) determined from trilateration measurements and from GPS measurements shows an agreement to within a few tens of millimeters (table II). The results indicate a lower agreement for baselines up to 5 km with respect to shorter distances. This result, even if not obvious, since absolute errors on both GPS and EDM measurements increase with distance, can be probably justified considering that the baselines PIZ-OBS and PIZ-OBS1 refer both to benchmark PIZ, which has been positioned by just one GPS measurement. It is also important to observe that there is an implicit limit in comparing EDM and GPS measurements, concerning the different correction for propagation delay in atmosphere. In fact the path of electro-magnetic waves is essentially horizontal for EDM and quite vertical for the GPS measurements.

## CONCLUSIONS

The first year of tiltmeter recordings show that instruments at five stations (TRE, LAM, NUN, GIA and LIN) are suitable to record tilt changes that occur at Etna over time periods less than several days. However, installation of instruments in lave tubes have greatly reduced noise level. High noise level at two stations (LAM and NIC) indicate that these instruments should be installed at new sites. The array of level benchmarks will be reoccupied so that we can also obtain a long-term record of tilt changes at these same sites.

Our GPS measurements are not as accurate as similar measurements conducted in other areas and reported by other scientists. The reasons for this mismatch have been analyzed in the paper. Nevertheless, our ability to reproduce trilateration measurements to within a few part per million, in a few days surveys demonstrates that GPS is a usable technique to measure ground movements on active volcanoes.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

This work has been supported by the French CNRS (PIRPSEV) and Italian CNR. P.A. Blum has been the initiator of this French-Italian cooperation in ground deformations monitoring. He also provided the tilt sensors. The authors are grateful to the anonymous reviewers for the critical reading of the manuscript and for many useful suggestions. Finally, all persons involved in the numerous field work studies since 1986 are acknowledged.

#### REFERENCES

Blum P.A., 1963. Contribution à l'étude des variations de la pesanteur en un lieu. *Ann. Geophys.*, 19, 3, 215-243.

Bousquet J.C., Lanzafame G. and Villari L., 1984. Les ruptures de surface liées à l'éruption du 28 mars 1983 de l'Etna (Sicile). *Bull. Volcanol.*, 47, 895-907.

Bousquet J.C., Gresta S., Lanzafame G. and Paquin C., 1987. Il campo degli sforzi quaternari e attuali nella regione etnea. *Mem. Soc. Geol. It.*, in print.

Beutler G., Bursima I., Gurtner W., Rothacher M., Schilknecht T., Mader G.L. and Abell M.D., 1987. Evaluation of the 1984 GPS System Campaign with the Bernese GPS Software. *J. Geophys. Res.*, 87, 1295-1303.

Calvari S., Coltelli M., Consoli O., Pompilio M. and Scribano V., 1989. L'attività eruttiva ai

crateri sommitali, rapporto Attività Etna 1988, IIV-CNR, Catania.

Cosentino M., Frazzetta G., Villari L., 1987. Mt. Etna doings between 1983-1987. In "Volcanological Research in Italy (1983-1987)", CNR-GNV, I.U.G.G. Assembly, Vancouver, August 1987, 38-64.

Costantino Tomasi G., 1962. L'applicazione della "tiltmetria" per la sorveglianza dell'attività dell'Etna. Boll. Acc. Gioenia. Sc. Nat., Catania, 1962-1963, 35-46.

Henbest S.N., Mills A.A. and Ottey P., 1978. Two tiltmeters and one integrating seismometer for the monitoring of volcanic activity, and results of some trials on Mount Etna. J. Volcanol. Geoth. Res., 4, 133-149.

Mortenson C.E. and Hopkins D.G., 1988. Tiltmeter measurement in Long Valley caldera, California. J. Geophys. Res., 92, 13767-13776.

Murray J.B., Guest J.E. and Butterworth P.S., 1977. Large ground deformation on Mount Etna volcano. Nature, 266, 338-340.

Murray J.B., 1982. Les déformations de l'Etna à la suite de l'éruption de Mars 1981. Bull. PIRPSEV, 57, 1-30.

Murray J.B. and Pullen A.D., 1984. Three-dimensional model of the feeder conduit of the 1983 eruption of Mount Etna volcano from ground deformation measurements. Bull. Volcanol., 47.4 (2), 1145-1163.

Nunnari G. and Puglisi G., 1987. Lo studio delle deformazioni del suolo sull'Etna mediante misure distanziometriche dal 1979 al 1985. Boll. G.N.V.-C.N.R., 505-520.

Nunnari G. and Romano R., 1987. Ground tilt related to volcanological observations to analyse the December 1985 Mt. Etna eruption. Per. Mineral., 55, 177-186.

Ruegg J.C. and Kasser M., 1987. Deformation across the Asal-Ghoubbet rift, Djibouti, uplift and crustal extension 1979-1986. Geophys. res. Lett., 14, 745-748.

Saleh B., 1986. Développement d'une nouvelle instrumentation pour les mesures de déformations. Application au génie civil. Thèse de doctorat, Univ. Paris VI.

Sanderson T.J.O., Berrino G., Corrado G. and Grimaldi M., 1983. Ground deformation and gravity changes accompanying the March 1981 eruption of Mount Etna. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 16; 299-315.

Tarantola A. and Valette B., 1982. Generalized nonlinear inverse problems solved using the least square criterion. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20(2), 219-232.

Tralli D.M., Dixon T.H. and Stephens S.A., 1988. Effect of wet tropospheric path delay on estimation of geodetic baseline in the Gulf of California. *J. Geoph. res.*, 93, 6545-6557.

Villari L., 1980. Comment on "Two Tiltmeters and one integrating seismometer for the monitoring of volcanic activity, and results of some trials on Mount Etna" by S.N. Henbest, A.A. Mills and P. Ottey. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 8, 343-348.

Wadge G., Horsfall J.A.C. and Brunder J.L., 1975. Tilt and strain monitoring of the 1974 eruption of Mount Etna. *Nature*, 254, 21-23.

Wadge G., 1976. Deformation of Mount Etna, 1971-1974. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 1, 237-263.

Walsh J.B. and Decker R.W., 1971. Surface deformation associated with volcanism. *J. Geophys. Res.*, 76, 3291-3302.

## FIGURE CAPTIONS

Figure 1. Major trilateration networks and leveling routes on Etna. The three small trilateration networks shaded by horizontal lines were established by the Istituto Internazionale di Vulcanologia (IIV) of Catania; the small trilateration network shaded by vertical lines was established by J.B. Murray of the Open University of London. The large trilateration network, where individual lines are shown, was established by us; dashed lines represent the following leveling or gravity routes: 1) leveling route established by Osservatorio Vesuviano (OV) and part of the microgravity line established by OV and IIV; 2) leveling route established by J.B. Murray; and 3) the remainder of the OV-IIV microgravity line. Five hundred meters elevation contours around Etna are also shown.

Figure 2. Location of tiltmeter and GPS stations on Etna. Tiltmeter stations are indicated by triangles. Dashed lines show the network measured by both an electronic distance

measuring instrument and by GPS receivers. Note that NUN and LAM benchmarks are located close to tiltmeter sites.

Figure 3. Time series of tilt data for six stations on Etna. These data have been filtered and corrected for temperature fluctuations. Each diagram shows the tilt change recorded in the radial (R) and tangential (T) directions, with respect to the central summit crater of Etna.

Figure 4. An example of power spectra analysis of tilt data (for the MAL station). a) tilt signals (solid lines) and temperature (dashed lines); b) tilt signals after correction for temperature fluctuations; and c) power spectrum for data shown in b.

#### TABLE CAPTIONS

Table I. The table shows the orientation of the sensor (tilt = signal increases) and the r.m.s. noise (in  $\mu\text{rad}$ ) computed for two time interval (1 and 10 days). The resolution for a 10 days period is of the same order as that obtained by using geodetic methods.

Table II. Control of accuracy with direct E.D.M. measurements. GPS distances are the distances obtained after compensation of the network. EDM distances are the measured distances. The benchmarks CIT3, OBS1, TDF1, VET1, MGN1, LAM6 and NUN1 are located respectively close to the main corresponding benchmarks and connected together by trilateration and triangulation techniques.

TILT STATION	ORIENTATION up	RMS ( $\mu$ radian)	
		1 day	10 days
TRE Radial	NW	1.8	4.2
TRE Tangential	SW	2.2	5.3
LAM Radial	N	2.6	6.3
LAM Tangential	W	2.3	5.1
GIA Radial	S	4.4	11.1
GIA Tangential	E	2.7	5.3
NUN Radial	NE	6.7	12.3
NUN Tangential	SE	2.9	5.4
MAL Radial	NW	0.6	1.1
MAL Tangential	SW	2.0	4.4
NIC Radial	S	5.1	10.1
NIC Tangential	W	5.6	10.6

TABLE 1

BASELINE	DISTANCE	DISTANCE	DIFFERENCE	
	GPS meters	EDM meters	meters	ppm
CIT-PIZ	4766.187	4766.190	.003	.6
CIT-OBS	4052.873	4052.880	.007	1.7
CIT3-OBS1	4083.498	4083.500	.002	.5
PIZ-OBS	2326.949	2327.052	.103	44.3
PIZ-OBS1	2334.639	2334.684	.045	19.3
TDF1-VET1	5508.105	5508.104	-.001	.2
TDF-VET	5501.055	5500.975	-.080	14.5
MGN1-LAM6	20713.550	20713.560	.010	.5
MGN1-CIT	22880.395	22880.401	.006	.3
MGN1-PIZ	22929.053	22929.086	.033	1.4
MGN1-OBS	24725.186	24725.143	-.043	1.7
MGN1-LAM	20628.183	20628.178	-.005	.2
MGN-LAM	20633.159	20633.124	-.035	1.7
MGN-BEL	24681.894	24682.133	.239	9.7
BEL-LAM6	13089.951	13089.955	.004	.3
BEL-NUN1	16203.699	16203.694	-.005	.3

TABLE 2

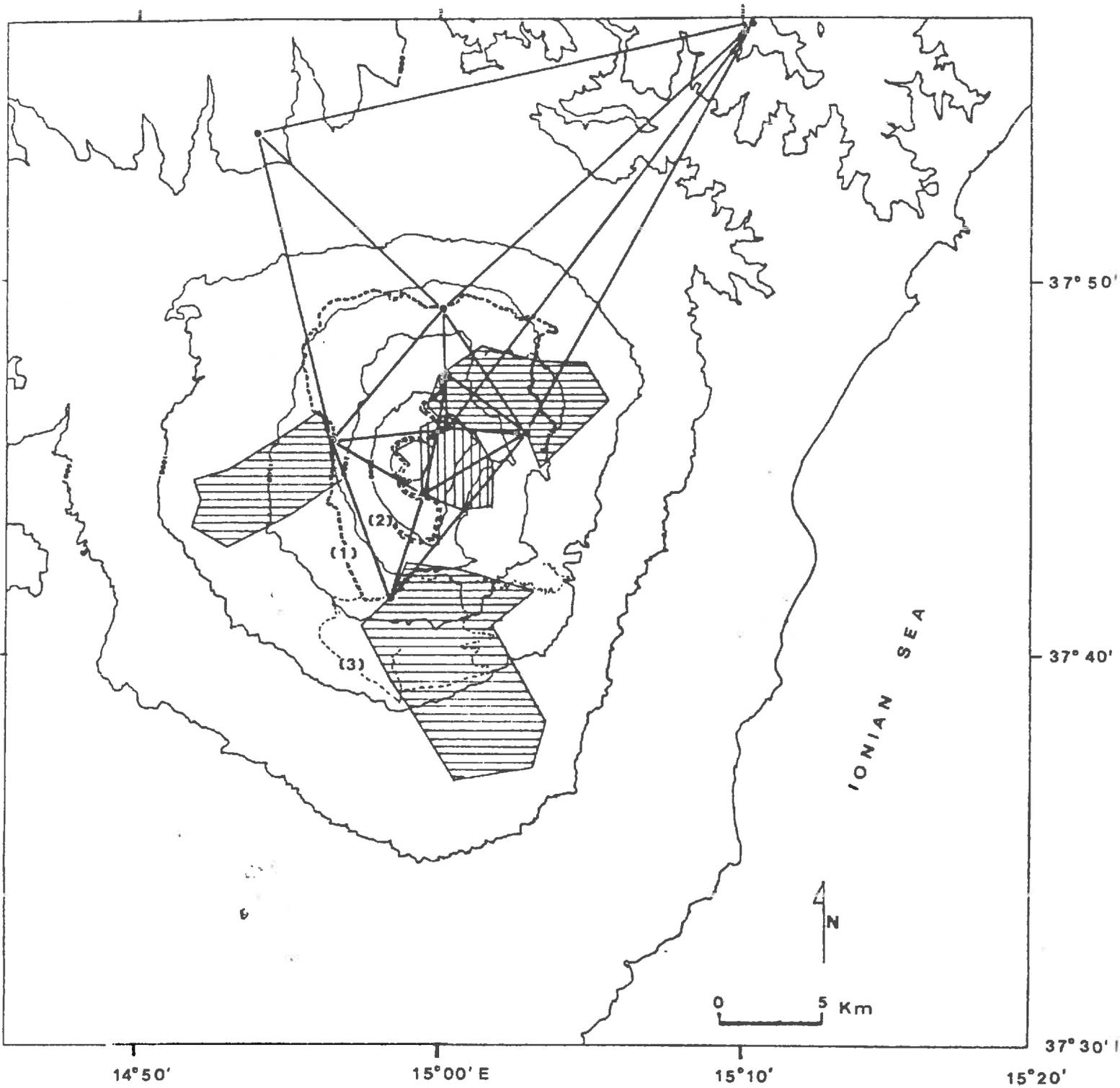


FIG. 1

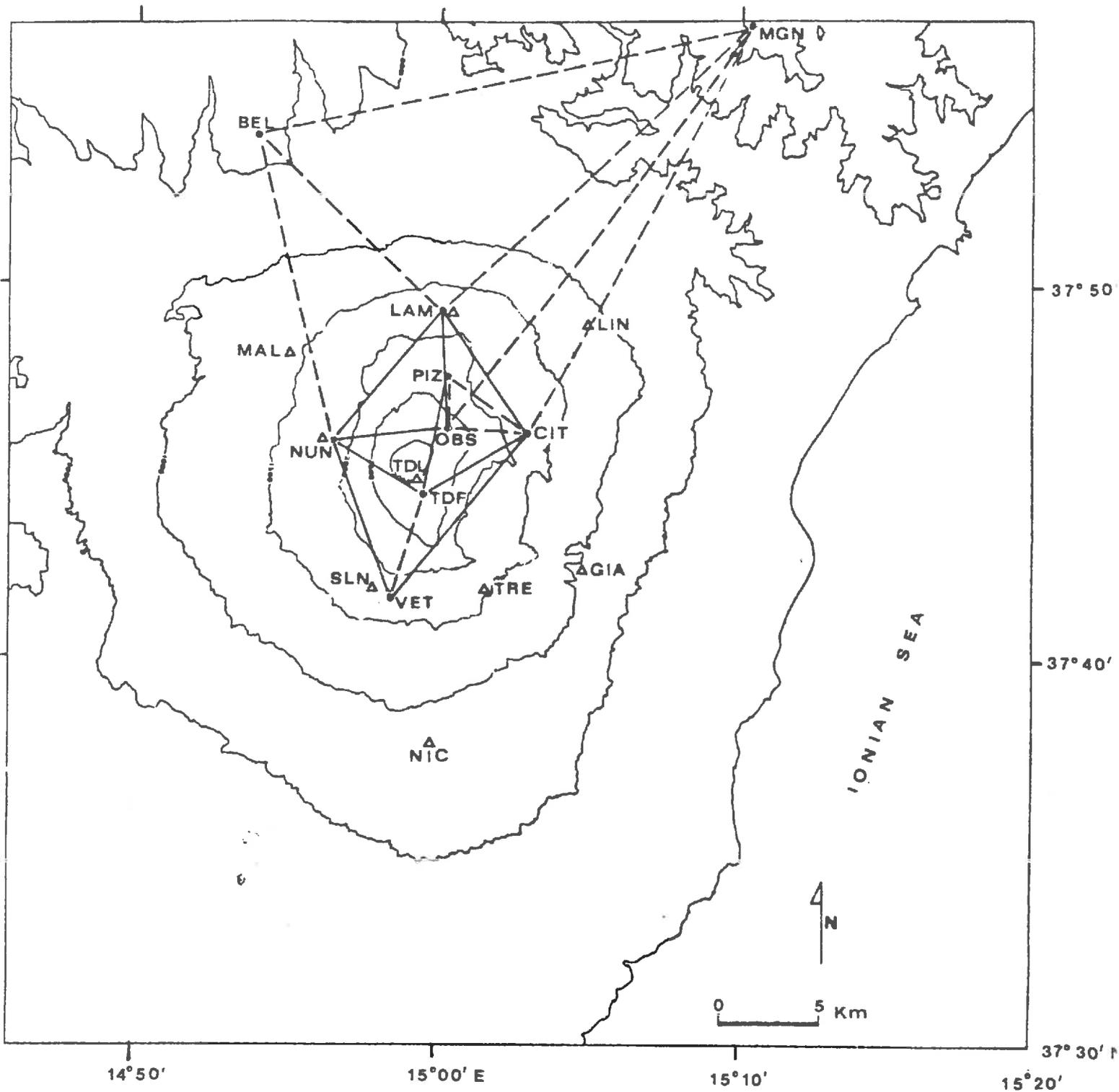


FIG. 2

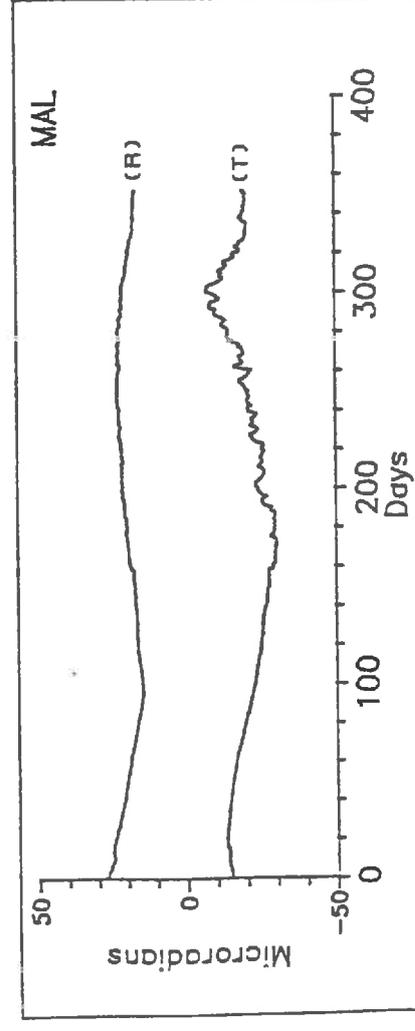
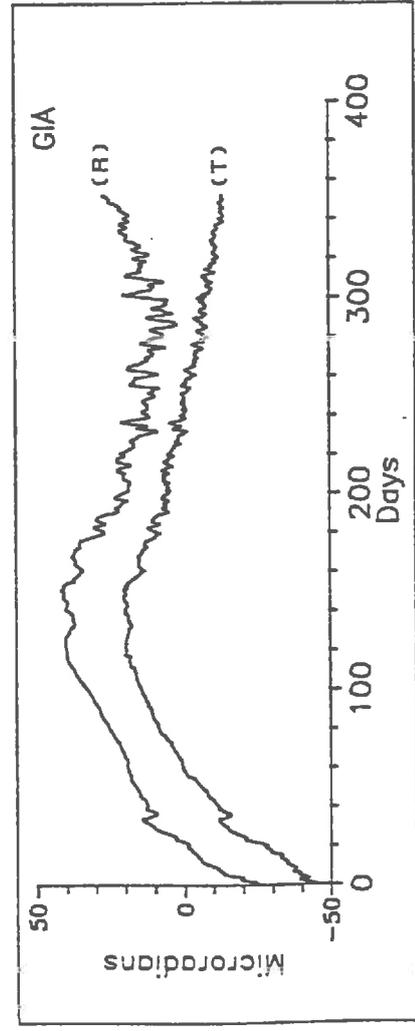
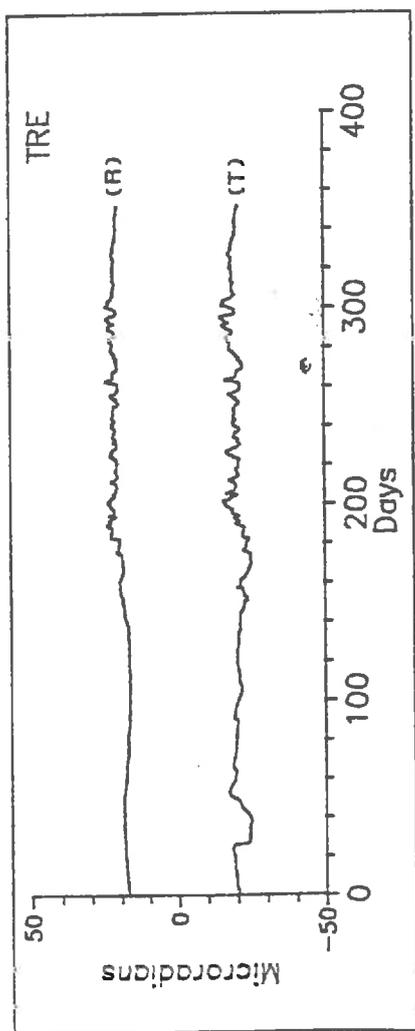
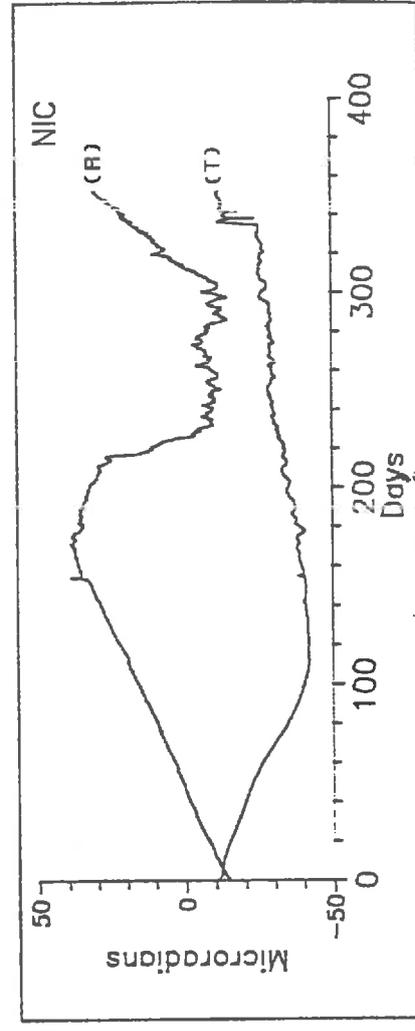
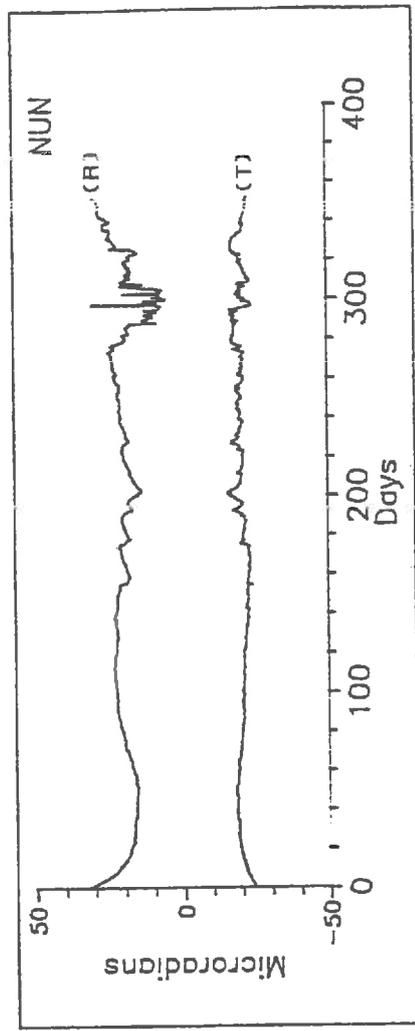
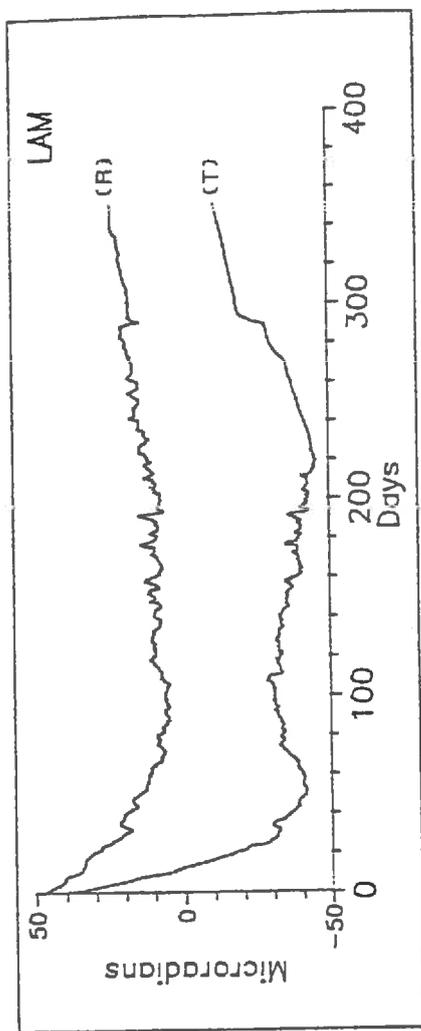


FIG. 3

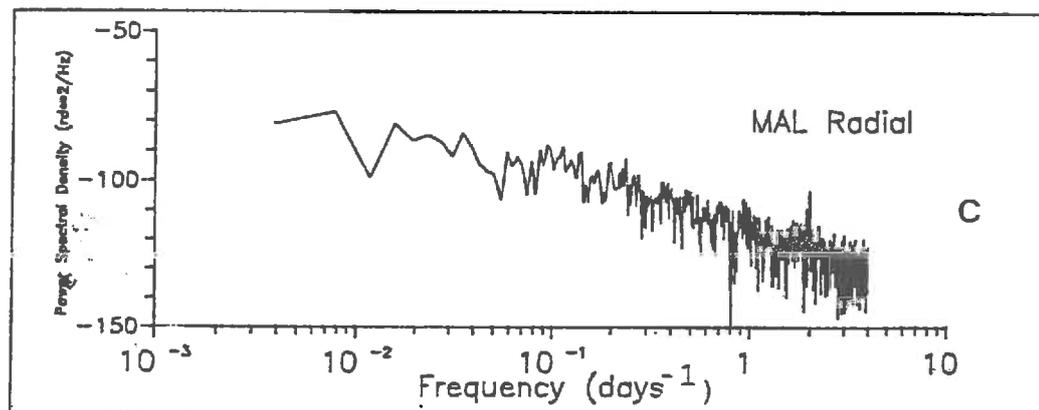
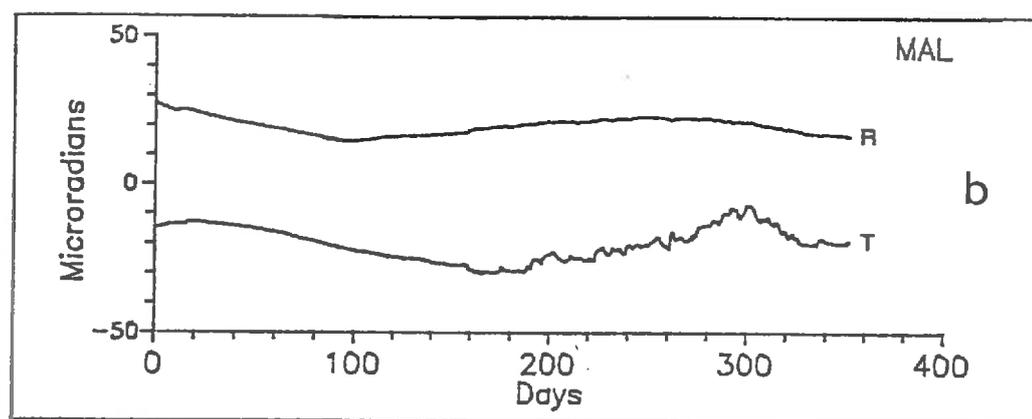
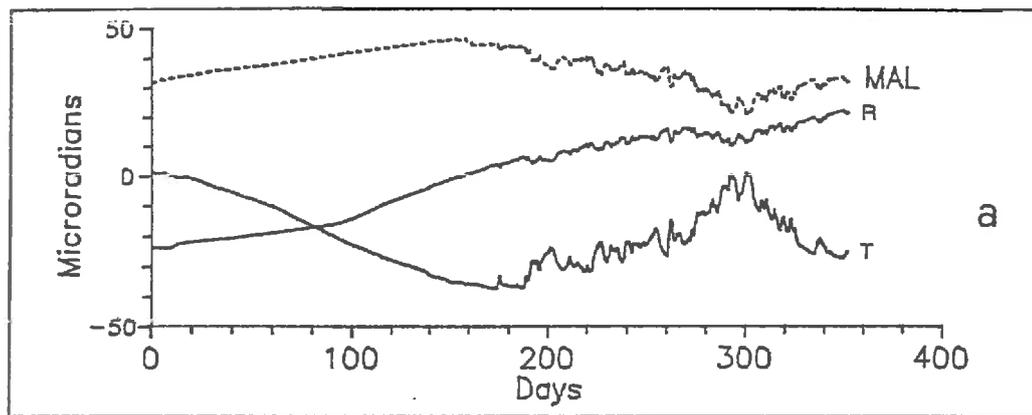


FIG. 4

# INCLINOMETRIC MEASUREMENTS ON MOUNT ETNA, ITALY METHOD AND FIRST RESULTS

P. Briole<sup>1</sup>, P.A. Blum<sup>1</sup>, G. Nunnari<sup>2</sup>, G. Puglisi<sup>2</sup>

(1) *Institut de Physique du Globe - Laboratoire de Sismologie - 4 place Jussieu - 75252 Paris Cedex 05 - France*

(2) *Istituto Internazionale di Vulcanologia - C.N.R. - Piazza Roma 2 - 95123 Catania - Italy*

## ABSTRACT

Nine tiltmeter stations are operated on Mount Etna, Sicily, since the end of 1986. Each tiltmeter station consists of two sensors interrogated periodically by a computer. Data are recorded at a rate of eight samples per day. The resolution and range of the tiltmeters are  $0.1 \mu\text{rad}$  and  $400 \mu\text{rad}$ , respectively. The design of the tiltmeter network was based on previous tiltmeter data obtained during brief experiments in the previous years. Our first objective was to monitor the long-term tilt component corresponding to possible global alimentations of the volcano and the monitoring of the short-term tilt component was a by-product of this experiment.

During the first two years of data acquisition, no eruption occurred and no significant high frequency movement occurred. Then, the long term drift observed in some stations is interpreted as a local effect and the observed residual periodic tilts are interpreted as pure thermal effects. This assumption allows the computation of correction algorithms for removing the thermal effects and the resolution of each tiltmeter is also derived.

Since the spring 1989, a progressive change in the tilt (summit inflation) was observed in four stations located 4 to 8 km from the summit, confirmed by independent dry-tilt and leveling data. The amplitude is in the range  $10\text{-}20 \mu\text{rd}$  for all the stations with typical error bars of  $5 \mu\text{rd}$ . As the tilt do not decrease with distance, the pressure source is probably extended horizontally. Assuming an disc as source model, a depth of about 3 km is obtained from the amplitude of the tilts. During September 1989 an eruption began on Mount Etna, and on October 2, a fracture propagated close to a tiltmeter station. On the basis of the observed tilt, a model for the fracture propagation is proposed. The horizontal velocity of propagation was about  $10\text{cm/s}$ .

## INTRODUCTION

During the past ten years the major studies on Mount Etna have concerned seismology and geodesy. Some major conclusions of ten year of studies were summarized by Gresta *et al.* (1988):

1) The Etnan area doesn't accept great stress accumulation and the energy release is very regular. The magnitude of earthquakes that often occur before eruptions is relatively low, typically 3-4.

2) The structure of the volcano affects the location of seismicity and eruptive centers. This conclusion is emphasized by Murray (1988) for the superficial structure on the basis of the location of the eruptive centers with respect to the previous eruption. For the deep structure, Kieffer (1985) associates the dynamics of the volcano with the existence of two rift-zones (South-East and North-East) and concludes that tectonics play an important role at Mount Etna.

3) Seismological observations (Cristofolini *et al.*, 1987) have shown that magma rises almost aseismically up to about 2 km depth.

Though, on the east side of the volcano, long-term vertical (tectonic ?) movements have been estimated using evidences like fossil beaches (Kieffer, 1985), the use of geodesy becomes interesting for studies extending over a time-span ranging from one year to one hundred years. Tiltmetry allows local acquisition of temporal information.

As different regimes seems to exist on Etna (Mulargia *et al.*, 1987) ranging from one eruption every year (1. to 10.  $10^6$  m<sup>3</sup>) to more important eruptions every ten years (example 1971, 1983, order of  $10^8$  m<sup>3</sup>) and major historical eruptions (example 1669, 1 km<sup>3</sup>), the first aim of our research was to measure the movements associated with a "one year" eruptive cycle. During the last decade several networks have been set up in the Etnean area. A description of these networks was done in a previous paper (Briole *et al.*, 1989), and a summary of the principal actual results presented.

The installation of our array of tiltmeters was preceded by a two years preliminary experiment. During this period (1984-1986), only two tiltmeter stations were operated at Serra la Nave and Nicolosi. Several eruptions and seismic crisis occurred during this time-span. They were detected especially by the station of Nicolosi, for example the beginning of the October 24, 1985 eruption (*fig. 1*). We used this first information for the design of the definitive network. Other informations on the expected tilts on the volcano were also given by Wadge *et al.* (1975), Henbest *et al.* (1978), Villari (1980), Bousquet *et al.* (1984), Nunnari and Romano (1987) from previous single point tiltmeter measurements.

Since 1987, an array of nine stations (*fig. 2*) is operated on the volcano. Each station consists of two silica-based tiltmeters set in two orthogonal directions, one of them pointing as far as possible in the radial direction, the orthogonal one one being known as tangential.

## MECHANICAL AND ELECTRICAL DESIGN OF THE TILTMETER

The sensors are developed at IPG by P.A. Blum and were initially used for the study of earth tides (Blum, 1963). The tiltmeters used on Mount Etna are a specific version of instruments designed and developed for geotechnical applications (Saleh, 1986). The tiltmeter are horizontal Zöllner pendulum (Verbaandert and Melchior, 1961) built entirely in silica and soldered on a silica cone fixed into the rock (*fig. 3*). The pendulum is constituted by an aluminium plate. The center of the plate is bored and allows a light beam to illuminate a part of a light cell fixed back of the pendulum. Then the rotation of the pendulum is directly measured by the motion of the light spot on the cell. The motion of the pendulum is damped with a magnet (acting on a aluminium plate carried by the pendulum) so as to attenuate its high frequency oscillation by developing in the aluminium plate Foucault currents and then opposite forces with the magnet. The tiltmeters are protected by a box fixed in the rock, but uncoupled enough, so as to avoid local flexure effects between the rock and the protection box. The relationship between tilt and movement of the spot on the cell is given by the formula (Duclaux, 1959, Saleh, 1986) :

$$\alpha = \frac{d}{D K T_0^2}$$

with  $d$  = displacement of the spot on the cell,  $D$  = distance cell-rotation axis of the pendulum,  $K$  = characteristic constant of the pendulum,  $T_0$  = pendulum period. Typical values of  $D$  and  $K$  are for the tiltmeters used on Mount Etna  $D \simeq 5$  cm and  $K \simeq 5$  s<sup>-1</sup> with a possible error due to the rough fabrication of 10 percent. During the installation, the unique mechanical parameter is the pendulum period. This period is usually chosen in the range 4-15 s, with an average value of 8 s. This allows to choose the resolution of the tiltmeter in a range of about one to ten. The tiltmeter signal is an electrical voltage comprised between +5V and -5V.

## ACCURACY AND STABILITY OF THE TILTMETER

The stability of the tiltmeter has been estimated to be better than  $3 \cdot 10^{-7}$  radian per year

(Blum and Hatzfeld, 1970). The linearity of the tiltmeter is not better than 2–4 percent. The stability of the stations is controlled every year measuring a dry-tilt station located close to the tiltmeter station, outside of the lava-tube. The accuracy of dry-tilt is at the 5–10 ppm accuracy level. In some station (TRE, NUN, LAM), large aperture leveling are also carried out using the trigonometric leveling technique. The accuracy of this technique is at the 2–3 ppm level.

## DATA ACQUISITION AND ELECTRICAL REQUIREMENTS

In six stations (NIC, NUN, MAL, LAM, TRE, GIA), the acquisition of data is made with a micro-computer connected to a specific interface designed at IPG. Every six month, the data are transferred from the local computer to an IBM PC. In three stations (SLN, TDF, LIN), the data are telemetered via satellite using the ARGOS system. These data are further collected in Toulouse (France) and displayed by a *Volcanological Data Bank* in Garchy (France). The function of this center created by the french PIRPSEV (Programme Interdisciplinaire de Recherche, Prévision et Surveillance des Eruptions Volcaniques) is to collect, archive and display the volcanological data transmitted by french users of the ARGOS system. Figure 4 summarizes the principle of the electronic and recording systems. The system operates from 12V/6Ah batteries, and the computer from four 1.5V batteries. The autonomy of the system is at least one year. In case of failure of the acquisition system, the computer is not affected, and data can be lost only in case of failure of the computer itself. Up to now, few data was lost with the non-telemetered stations (more than 90 % efficiency). The ARGOS stations require more energy: two batteries of 12V/80Ah per year and has given many problems (50 % efficiency). The periodicity of the visits in both type of station is six months.

## FIELD INSTALLATION AND GEOMETRY OF THE NETWORK

Each station take one day to install. In general, three persons are necessary to carry the material in the lava-tubes. Care has to be taken in the manutention of the tiltmeters entirely made of silica, but during the installation on Mount Etna and despite the problems of access in the lave tubes none was broken. The tiltmeters are solded on a silica tube fixed into the rock. The tiltmeters stations (*fig. 2*) were selected for their proximity to roads or tracks. The geometry was choosen so as to provide a large coverage of the region at a average elevation of 1500 m asl in order to detect the global movements of the volcano.

## METEOROLOGICAL DATA

Temperature is monitored in each station. Data of temperature and rain falls (1 data/day) are also available at the Osservatorio Astrofisico (two sample points one at Catania, the other at Serra la Nave, 1700 m asl).

## DATA PROCESSING

The processing of our tiltmeter data was principally the removing of meteorological effect and long term drift. As the stations are located in lava tubes, the diurnal can be neglect. For the annual thermal effect, a good correction is obtained by simply removing a linear fuction of the temperature. Some stations also show a long-term drift (typically 0.1 microradian/day) which is not correlated with the dry-tilt measurements carried out close to the station. Such drifts are classical for short-base tiltmeters (Agnew, 1986; Saunders *et al.*, 1983) . The drifts have been corrected as a linear fuction of time. Figure 5 shows the correction of the rough data of MAL station for both thermal effect and long-term drift.

## RESOLUTION OF THE ARRAY

The resolution of the array was computed using a spectral power analysis, following Mortenson and Hopkins (1988). The resolution of the sensors for time-span longer than 10 days are in the range 2-10 microradians ( Briole *et al.*, 1989) depending on the station.

## TELEMETRED STATIONS

Three stations are telemetered using the ARGOS system. These stations give the possibility of an instantaneous monitoring. In the spring of 1988, important movements were detected (*fig. 10*) in the station of TDF, correlated with an increase of the number of seismic events counted at the same place (SEAN Bulletin). This phenomena was well correlated with the increase of the activity of the South-East crater, about 500m of the station.

## LONG TERM TILTS ASSOCIATED WITH INCREASE OF PRESSURE AT DEPTH

Figure 6 gives the time series for the six non-telemetered stations. On the basis of the "thermal" trend given by the two previous years of data, it is possible to observe anomalous tilts starting during the spring 1989 in the following stations : LAM, MAL, NUN, TRE (Radial), MAL (Tangential). These non-thermal tilts all correspond to an inflation towards the summit (see for example TRE station in figure 8). Moreover, this inflation was controlled by the array of dry-tilt and geodetic networks (*fig. 2*). For distance ranging between 4 to 8 km from the summit, the tilts in all the stations have more or less the same moderate value (10 to 20  $\mu$ rd). Furthermore, assuming average error bars of 5  $\mu$ rd, it is not possible to discriminate between many different source models. A non abrupt decrease of tilt with distance, suggest the presence of pressure source extended in the horizontal direction. Assuming a planar disk (Dieterich and Decker, 1975), a depth of 3-4 km is necessary to give an amplitude of 10-20  $\mu$ rd with a volume change of 0.02 km<sup>3</sup>. Due to the strong decrease with distance of the tilt corresponding to a point source, it is impossible to fit the observed movements with a point source assuming a profound source (10 km). But in this case, the amplitude of observed movement is not compatible. Moreover, this horizontal extension is necessary to explain the observed periodicity in the lava fountains observed at South East crater during September 1989 (Jaupart and Vergnolle, 1989). To explain the occurrence of one day periodicity lava fountains, a minimum tank radius of two to three km is found to be necessary, assuming realistic values for the other parameters.

## SHORT-TERM TILTS ASSOCIATED WITH DIKE PROPAGATION

Appartition of two fractures characterized the second part of the eruptive activity of Etna (*fig. 7*). The northern fracture was eruptive since September 27 until October 9. The southern one was not eruptive and propagated until October 2. In a previous paper we described in more detail the temporal evolution of this fracture and the associated ground deformations. At its end, the fracture crossed a geodetic network, in the vicinity of tiltmeter station TRE. We used a simple model of dislocation in an elastic half-space (Okada, 1985) to model the observed deformations. In particular, the geodetic data were inverted to calculate the fracture depth. A maximum depth of 300m was found for the 2km end of the fracture, between the south wall of Valle del Bove and the end of the fracture. In this paper, we focus on the kinematics of the dike propagation using time-information given by TRE tiltmeter (*fig. 9*). We follow the previous work of Okamura *et al.* (1988) and use the formalism of Okada for different opening fractures of increasing size.

## DISCUSSION

Several models for the deformations or tilts measured on volcanoes have already been proposed. The models for the short-term component of tilts generally assume an elastic half-space and an instantaneous perturbation, for example dislocation associated with an earthquake (Briole *et al.*, 1986) or dike intrusion (Walsh and Decker, 1971). For slow rate deformations pressure sources are generally assumed to be point sources of pressure in an elastic medium (Mogi, 1958) or a visco-elastic medium (Bonafede *et al.*, 1986). For the deformations associated with a dislocation, the Okada (1985) formulas give the surface values for vertical, horizontal movements and tilts.

Two different set of (tilt pattern, periodicity of lava fountains) need a 3km radius horizontal source of pressure at about 3km depth. If this is the top of a magma chamber, its vertical extension is necessary less than about 500m to 1km, due to the fact that it was not observed by Hirn *et al.* (1989). According with the estimation of the size-time estimation of the degassing magma body in Mount Etna obtained by Lambert *et al.* (1986) by studies of the emission of radionuclides (0.13 km<sup>3</sup> degazed in a period of about 10 days), the vertical motion of the material in this chamber is 5  $\mu\text{m/s}$ , and the time necessary for a 500m displacement 10<sup>8</sup>s. The same order of time is predicted by Brandeis *et al.* (1987) for the characteristic time of a crystallizing magma chamber.

Tilts observed at Nicolosi station during the seismic crisis of January 1985 (*fig. 11*) show that the observed signal is several magnitude higher than the theoretical one. A similar conclusion was already obtained by Johnston and Mortenson (1974). In this study the cavity effects on the tilt have been neglected. However, these effects can be responsible of modifications of the signal in the range 10 to 40% (Harrison, 1976).

Sophisticated corrections of meteorological data were used by Lesage (1981), during experiments in karstic galleries in the Pyrénées mountains. Lesage was able to correlate the tilts with the rain falls and to model it as a double low-pass filter. On Mount Etna, similar corrections are not necessary.

## CONCLUSIONS

A tiltmeter array was installed on Mount Etna at the end of 1986. The thermal effects are corrected with a simple linear function of the temperature monitored in the station. Some stations show long-term drifts, not correlated with surface dry-tilt measurements, then probably due to local effects. The long term drift is corrected assuming a time-linear function. The long-term accuracy of the tiltmeters is periodically controlled by dry-tilt and large aperture leveling measurements. The tiltmeter network is incorporated in classical geodetic arrays (leveling line, gravity profile, trilateration and GPS networks). This network is supposed to give a local but continuous information of the dynamics of the volcano. The global efficiency of the array is better than 75 %, and better than 90 % for the non-telemetered station. Two sensors were destroyed by humidity after about two years. Technically our experiment do not require frequent controls and is adapted if no instantaneous information is needed. The use of tiltmeter arrays for real time monitoring is possible but more difficult because it needs teletransmission of data and subsequent protections for lightning and vandalism.

A six month inflation of the summit area has been observed since the spring 1989. The observed tilts are well correlated with independent controls of dry-tilt and geodetic networks. As the tilt do not attenuate with distance, the pressure source is necessary horizontally extended (typical radius of 3km). The amplitude of the tilts is compatible with a source located at 3km (increase of volume in the range 20 to 100 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>). The end of the September 1989 eruptive activity was associated with a fracture propagation in the N160 direction. The velocity of the fracture propagation has been estimated using the TRE station located close to the end of the fracture.

The tiltmeter array set up on Mount Etna is able to give information on fracture propa-

gation in favorable conditions, but seems to be well-designed to give global information on the inflations of the volcano before eruptions.

## ACKNOWLEDGMENTS

This project was supported by the french PIRPSEV (Programme Interdisciplinaire de Recherche, Surveillance et Prévision des Eruptions Volcaniques) and Délégation aux Risques Majeurs and the italian Osservatorio Vesuviano.

## BIBLIOGRAPHIE

- Blum P.A., 1963. *Contribution à l'étude des variations de la pesanteur en un lieu*. Ann. Geophys., 19(3), 215-243.
- Blum P.A. and Hatzfeld D., 1970. *Etude régionale de l'influence océanique sur l'inclinaison, premiers résultats à la station de Moulis*. Obs. Roy. Belgique, 6<sup>e</sup> symposium international sur les marées terrestres, 102-105.
- Bonafede M., Dragoni M. and Quarenzi F., 1986. *Displacement and stress field produced by a centre of dilatation and by a pressure source in a viscoelastic half-space: application to the study of ground deformation and seismic activity at Campi Flegrei, Italy*. Geophys. J. R. astr. Soc., 87, 455-485.
- Bousquet J.C., Lanzafame G. and Villari L., 1984. *Les ruptures de surface liées à l'éruption du 28 mars 1983 de l'Etna (Sicile)*. Bull. Volcanol., 47, 895-907.
- Brandeis G. and Jaupart Cl., 1987. *Crystal sizes in intrusions of different dimensions: constraints on the cooling regime and the crystallization kinetics in magmatic processes. Physicochemical principles. the geochemical Society, n° 1, 307-318.*
- Briole P., De Natale G., Gaulon R., Pingue F. and Scarpa R., 1986. *Inversion of geodetic data and seismicity associated with the Friuli earthquake sequence (1976-1977)*. Annales Geophysicae, 4, 481-492.
- Briole P., Gaulon R., Nunnari G., Puglisi G. and Ruegg J.C., 1989. *Measurements of Ground Movement on Mount Etna, Sicily : a systematic plan to record different temporal and spatial components of ground movement associated with active volcanism*. in : Proceedings of the workshop on volcanic seismology, Capri, Italy, 1988.
- Briole P., Nunnari G., Puglisi G. and Murray J.B., 1989. *L'éruption de Septembre-Octobre 1989 à l'Etna (Italie). Quelques informations fournies par la géodésie et l'inclinométrie*. C.R.A.S., submitted.
- Cristofoloni R., Gresta S., Imposa S., Menza S. and Patané G., 1987. *An approach to problems on energy sources at Mt Etna from seismological and volcanological data*. Bull. Volcanol., 70, xxx-xxx.
- Dieterich J.H. and Decker R.W., 1975. *Finite element modeling of surface deformation associated with volcanism*. J. Geophys. Res., 80, 4094-4102.
- Dubois J. and Cheminée J.L., 1989. *Volcans sous surveillance*. in La Recherche, supplément: Risques naturels et technologiques, 212, 22-25.
- Duclaux S., 1959. *Séismométrie théorique*. Gauthier-Villars, Paris, Mémoires des sciences

physiques. Fasc LXIV.

Gresta S. and Patané G., 1988. *Review of seismological studies at Mount Etna*. Pageoph, 125, 951-970.

Harrison J.C., 1976. *Cavity and topographic effects in tilt and strain measurements*. J. Geophys. Res., 81, 319-328.

Haubrich R.A., 1965. *Earth noise, 5 to 500 millicycles per second -1. Spectral stationarity, normality and nonlinearity*. J. Geophys. Res., 70, 1415-1427.

Henbest S.N., Mills A.A. and Ottey P., 1978. *Two tiltmeters and one integrating seismometer for the monitoring of volcanic activity, and results of some trials on Mount Etna*. J. Volcanol. Geoth. Res., 4, 133-149.

Hirn A., Nercessian A., Sapin M., Ferrucci F. and Wittlinger G., 1989. *Seismic heterogeneity of Mt Etna, structure and activity*. Submitted J.V.G.R.

Jaupart Cl. and Vergnolle S., 1989. *The generation and collapse of a foam layer at the roof of a basaltic magma chamber*. J. Fluid Mech., 203, 347-380.

Johnston M.J.S. and Mortenson C.E., 1974. *Tilt precursors before earthquakes on the San Andreas fault, California*. Science, 186, 1031-1034.

Kieffer G., 1985. *Evolution structurale et dynamique d'un grand volcan polygénique : stades d'édification et activité actuelle de l'Etna (Sicile)*. Thèse de doctorat es sciences. Université de Clermont Ferrand II. France.

Lambert G., Le Cloarec M.F., Ardouin B. and Le Rouley J.C., 1986. *Volcanic emission of radionuclides and magma dynamics*. Earth Planet. Sci. Lett., 76, 185-192.

Lesage P., . *Développements de méthodes en vue de l'étude des déformations sismotectoniques du sous-sol*. Thèse de Doctorat de 3<sup>e</sup> cycle. Université Paris VI.

Mogi K., 1958. *Relations of the eruption of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them*. Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 36, 99-134.

Mortenson C.E. and Hopkins D.G., 1987. *Tiltmeter measurements in Long Valley Caldera, California*. J. Geophys. Res., 92, 13767-13776.

Mulargia F., Gasparini P. and Tinti S., 1987. *Identifying different regimes in eruptive activity : an application to Etna volcano*. J. Geophys. Geotherm. Res., 34, 89-106.

Murray J.B., 1988. *The influence of loading by lavas on the siting of volcanic eruption vents on Mt Etna*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 35, 121-139.

Nunnari G. and Romano R., 1987. *Ground tilt related to volcanological observations to analyse the December 1985 Mt. Etna eruption*. Per. Mineral., 55, 177-186.

Okada Y., 1985. *Surface deformations due to shear and tensile faults in a half-space*. Bull. Seism. Soc. Am., 75, 1135-1154.

Okamura A.T., Dvorak J.J., Koyanagi R.Y. and Tanigawa W.R., 1988. *Surface deformation during dike propagation: the 1983 east rift eruption of Kilauea volcano, Hawaii*. submitted to U.S.G.S. professional paper, Puu O'o volume.

Saunders I. and Young A., 1983. *Rates of surface processes on slopes, slope retreat and denudation*. earth Surf. Processes Landforms, 8, 473-501.

Saleh B., 1986. *Développement d'une nouvelle instrumentation pour les mesures de déformations. Application au génie civil*. Thèse de doctorat de l'Université Paris VI.

SEAN Bulletin, ...

Verbaandert J. and Melchior P., 1961. *Les stations géophysiques souterraines et les pendules horizontaux de l'Observatoire Royal de Belgique*. Obs. Royal de Belgique, Monographies 7.

Villari L., 1980. *Comment on "Two Tiltmeters and one integrating seismometer for the monitoring of volcanic activity, and results of some trials on Mount Etna" by S.N. Henbest, A.A. Mills and P. Ottey*. J. Volcanol. Geoth. Res., 8, 343-348.

Wadge G., Horsfall J.A.C. and Brunder J.L., 1975. *Tilt and strain monitoring of the 1974 eruption of Mount Etna*. Nature, 254, 21-23.

Walsh J.B. and Decker R.W., 1971. *Surface deformation associated with volcanism*. J. Geophys. Res., 76, 3291-3302.

Wyatt F. and Berger J., 1980. *Investigations of tilt measurements using shallow borehole tiltmeters*. J. Geophys. Res., 85, 4351-4362.

## FIGURE CAPTIONS

Figure 1. An example of ground tilt recorded at NIC station at the beginning of the December 24, 1985 eruption.

Figure 2. Location of tiltmeter stations on Mount Etna. SLN, TDF, LIN, ARC are telemetered via satellite (ARGOS system). Triangles indicate stations associated with a local geodetic network.

Figure 3. Description of the sensor.

Figure 4. Block diagram of electronics and recording system (local acquisition and satellite telemetry).

Figure 5. Example of correction of a signal (a) for the thermal effect (b) and the long term drift (c) at MAL station (Radial (R) and Tangential (T) components).

Figure 6. Time series of tilt data for the six non-telemetered stations on Mount Etna. These data have been corrected for temperature fluctuations and long term drift. Each diagram shows the tilt change recorded in the radial (R) and tangential (T) directions, with respect to the central summit crater of Etna.

Figure 7. Principal features of the September 1989 eruption on Mount Etna. Two fractures developed in the N040 and N160 directions. The N040 fracture was effusive since September 27 until October 9. The N160 fracture was not effusive. TRE tiltmeter station located near C. del Vescovo (square) has registered important tilt variations during the end of the propagation of the N160 fracture.

Figure 8. (a) Tilt at TRE station during more than two years before the September 1989 eruption. The two components radial and tangential are well correlated until the spring 1989, when a progressive inflation of the radial component is observed. (b) Tilt at TRE

station during the propagation of the terminal section of the N160 fracture, October 2, 1989.

Figure 9. Model for the fracture propagation and theoretical tilt associated.

Figure 10. Summit ground deformation and counting of seismic events at TDF station transmitted by mean of the ARGOS system. A ground tilt of  $100 \mu\text{rad}$  is correlated with the increase of the seismic activity.

#### TABLE CAPTIONS

Table 1. Summary of the sites, location, elevation, site description and mode of data acquisition.

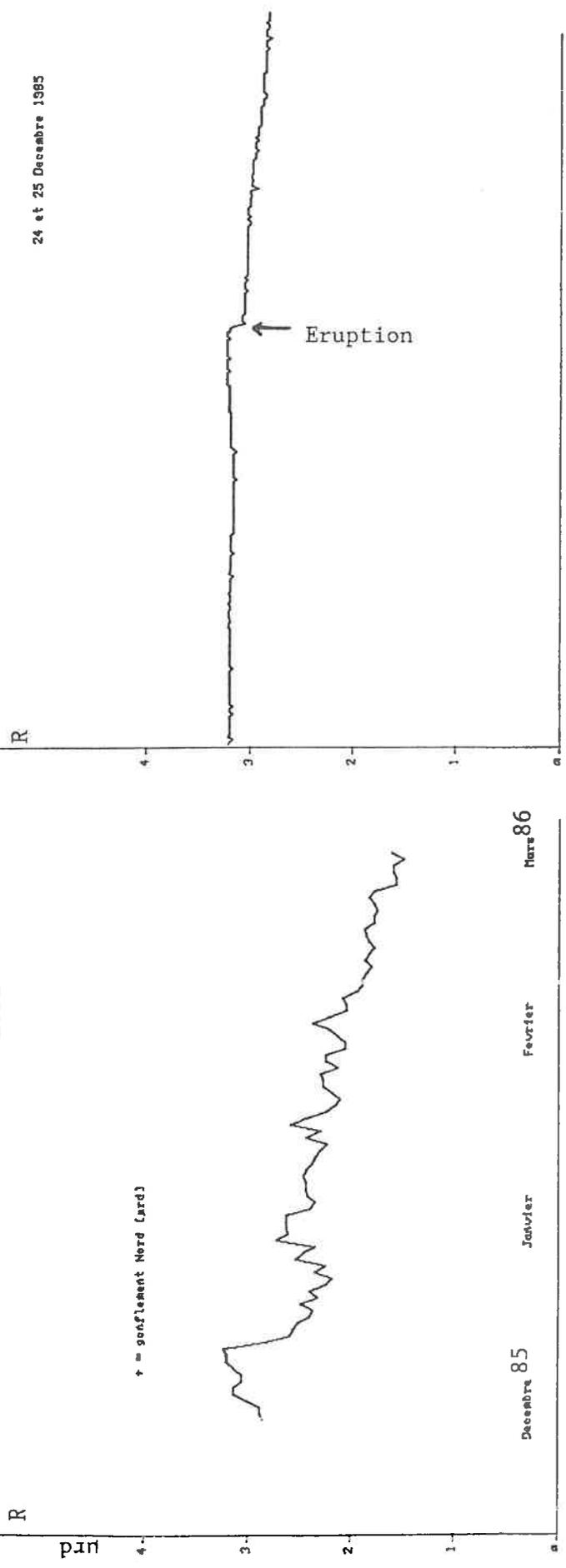
## TABLE CAPTIONS

Table 1. Summary of the sites, location, elevation, site description and mode of data acquisition.

STATION	CODE	LOCATION	ELEVATION	DATA ACQUISITION	INST ALLA TION
Nicolosi	NIC	2°33'10"E 37°37'21"N	830m	Local	28/10/86
Serra la Nave	SLN	2°31'19"E 37°41'41"N	1736m	Satellite	28/10/86
Monte Nunziata	NUN	2°30'00"E 37°45'43"N	1800m	Local	25/10/86
Monte Maletto	MAL	2°28'36"E 37°48'13"N	1400m	Local	24/10/86
Grotta dei Lamponi	LAM	2°33'32"E 37°49'04"N	1750m	Local	23/10/ 86
Linguaglossa	LIN	2°38'37"E 37°48'43"N	1180m	Satellite	25/04/87
Valle San Giacomo	GIA	2°38'26"E 37°42'13"N	770m	Local	28/04/ 87
Grotta Tre Livelli	TRE	2°34'51"E 37°41'56"N	1625m	Local	27/10/ 86
Torre del Filosofo	TDF	2°32'40"E 37°44'37"N	2945m	Satellite	21/10/ 85
Grotta degli Archi	ARC		1850m	Satellite	xx/05 /89

TABLE 1

NICOLOSI



24 et 25 Decembre 1985

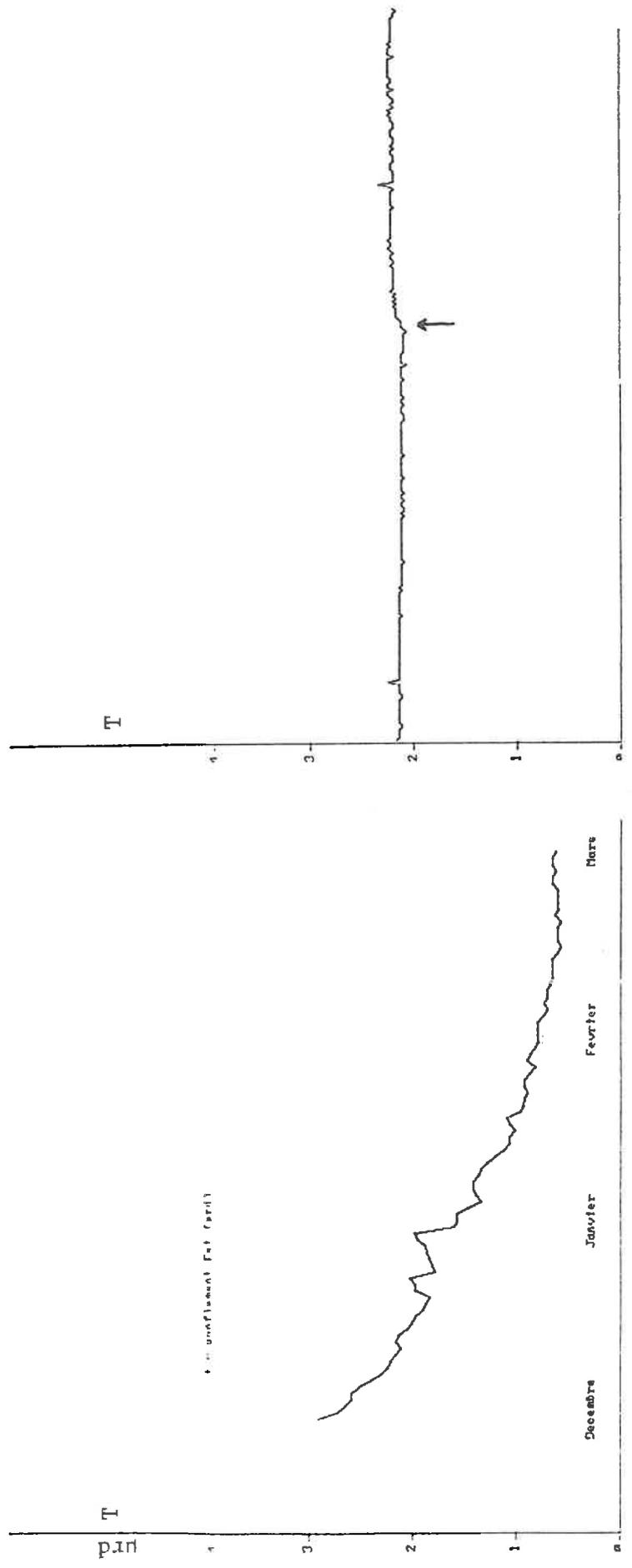


Fig. 1

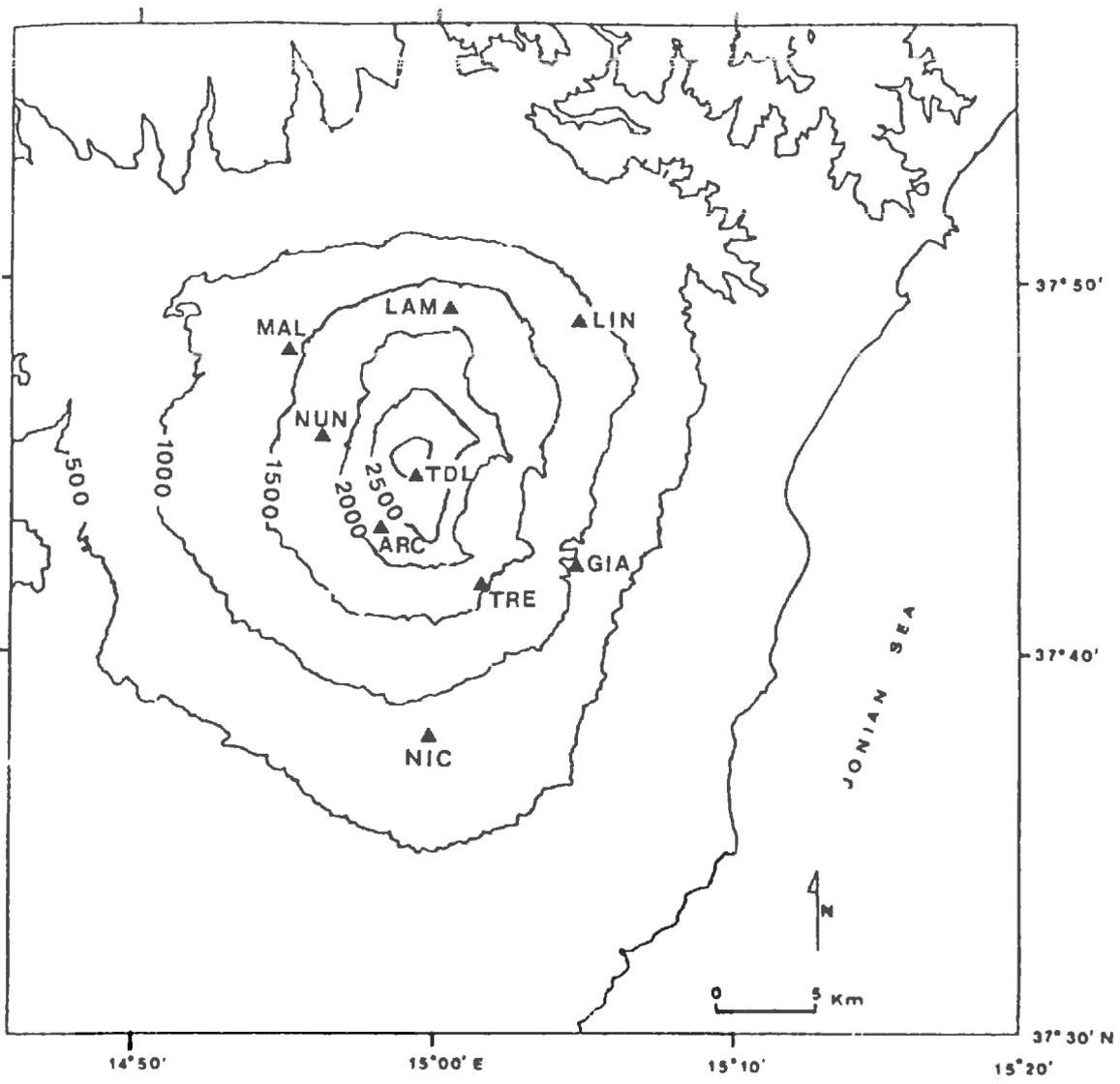


Fig. 2

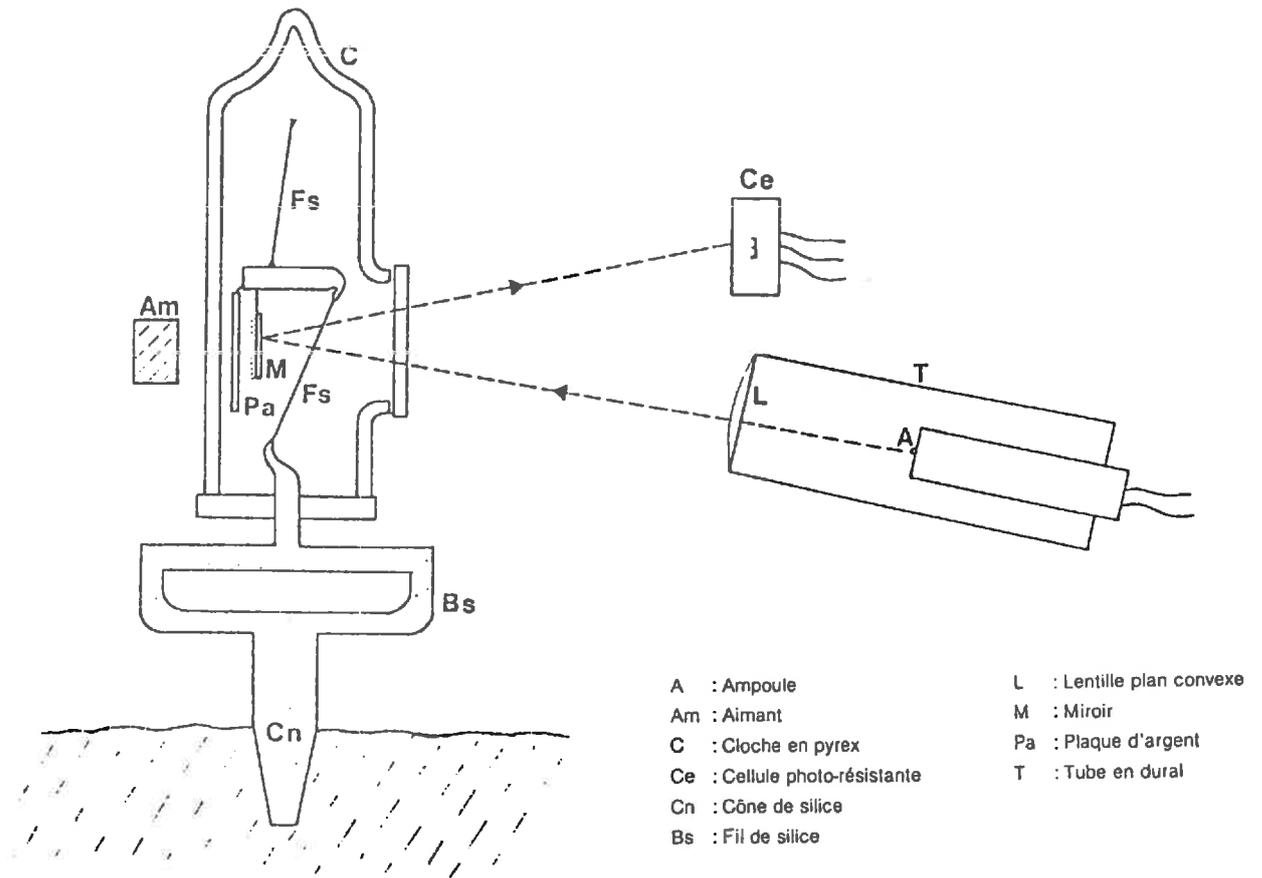


Fig. 3

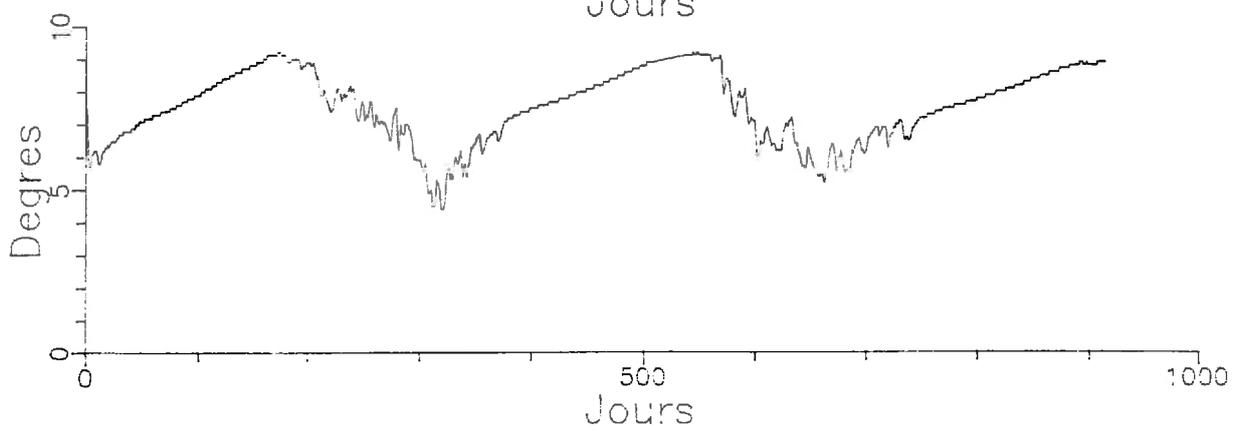
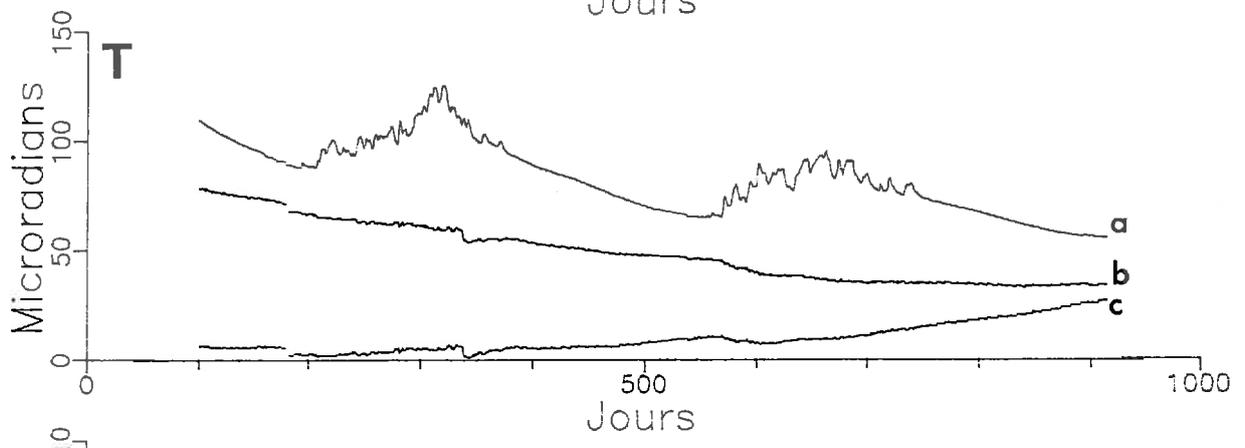
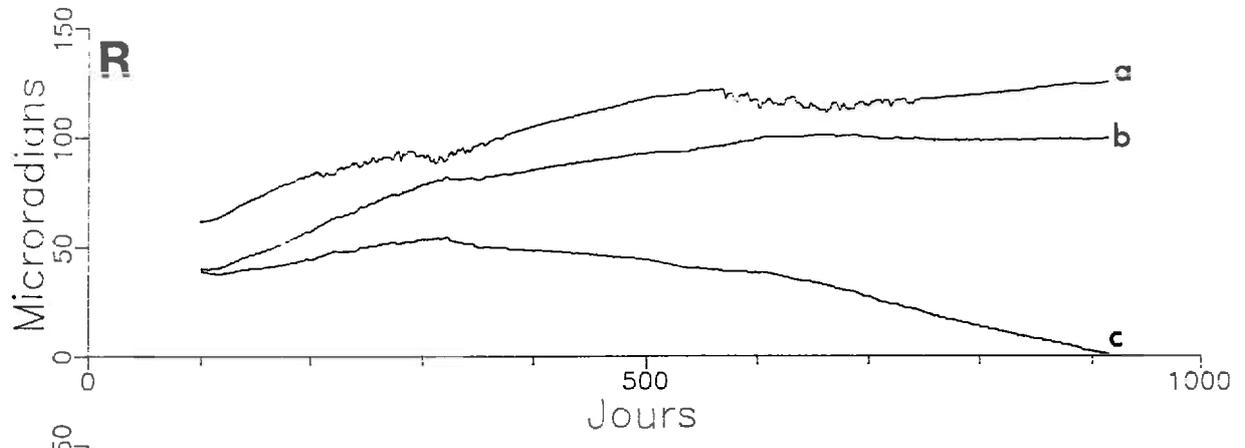


Fig. 5

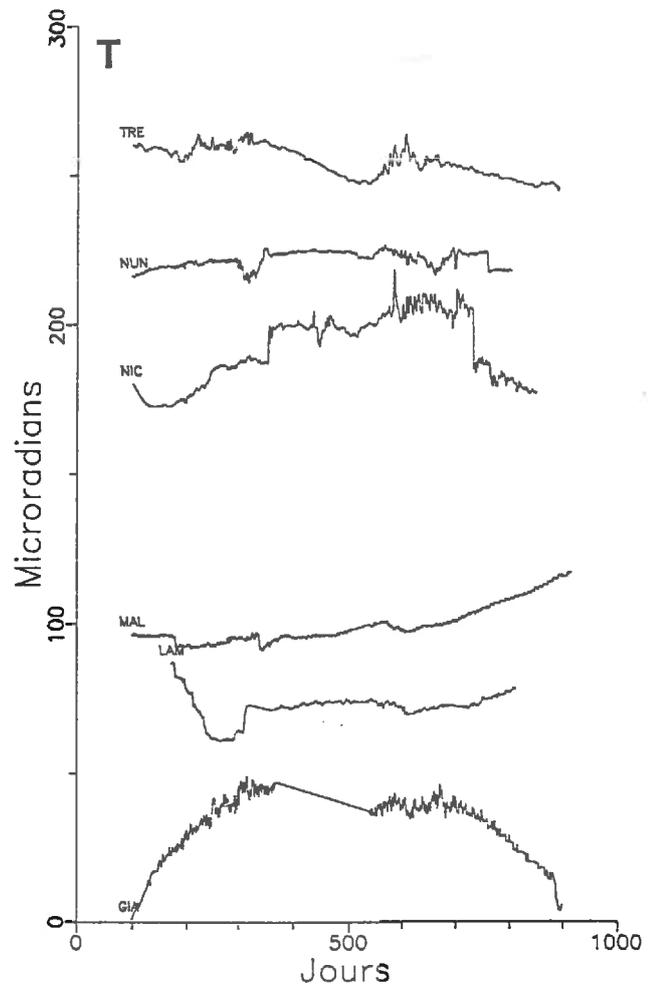
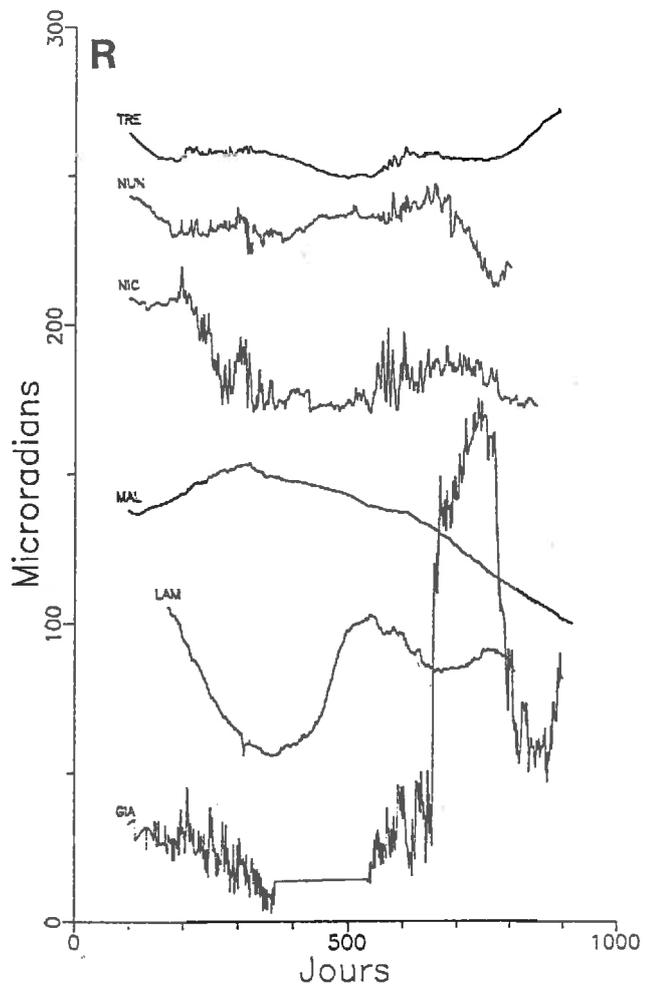


Fig. 6

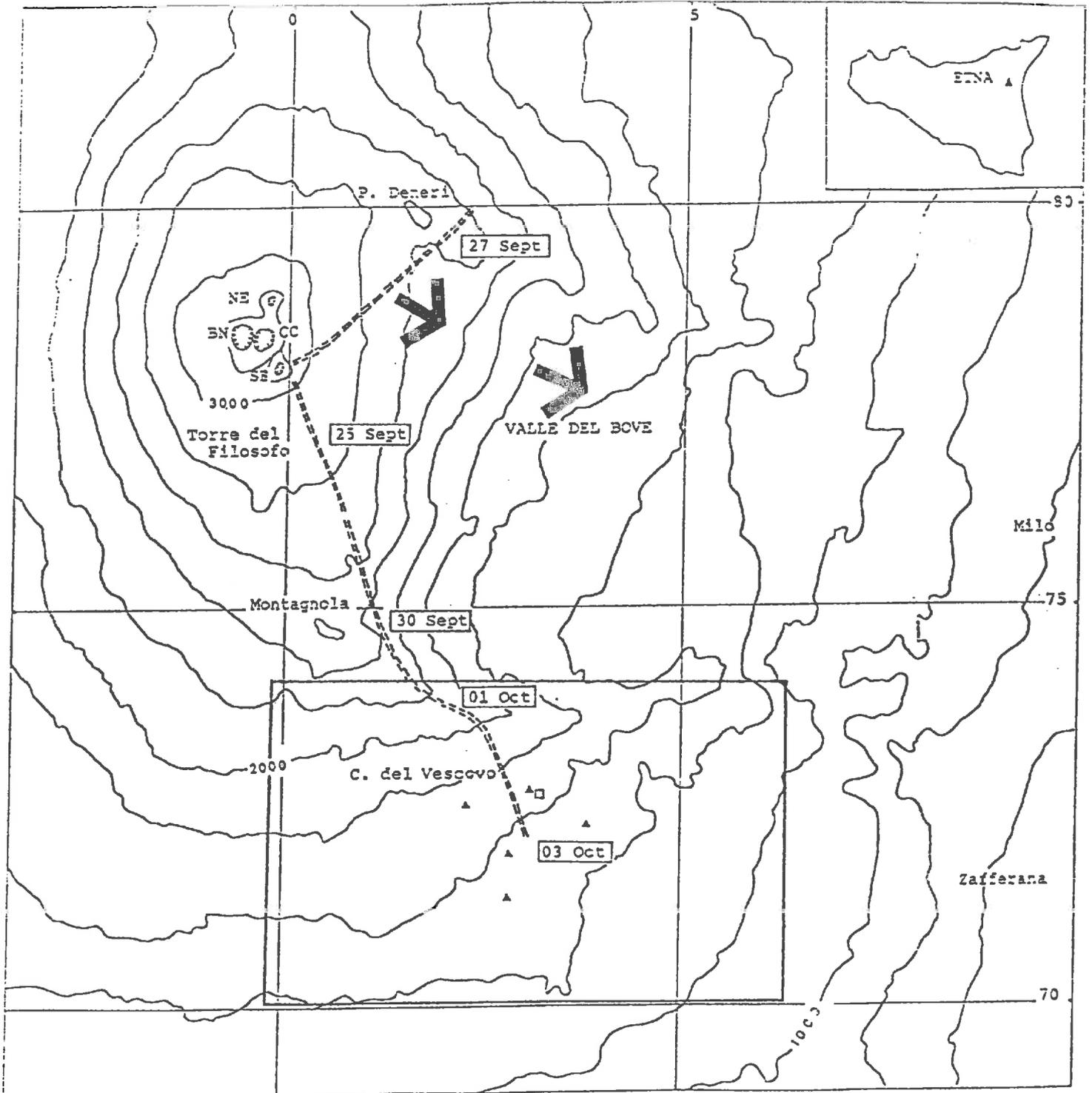


Fig. 7

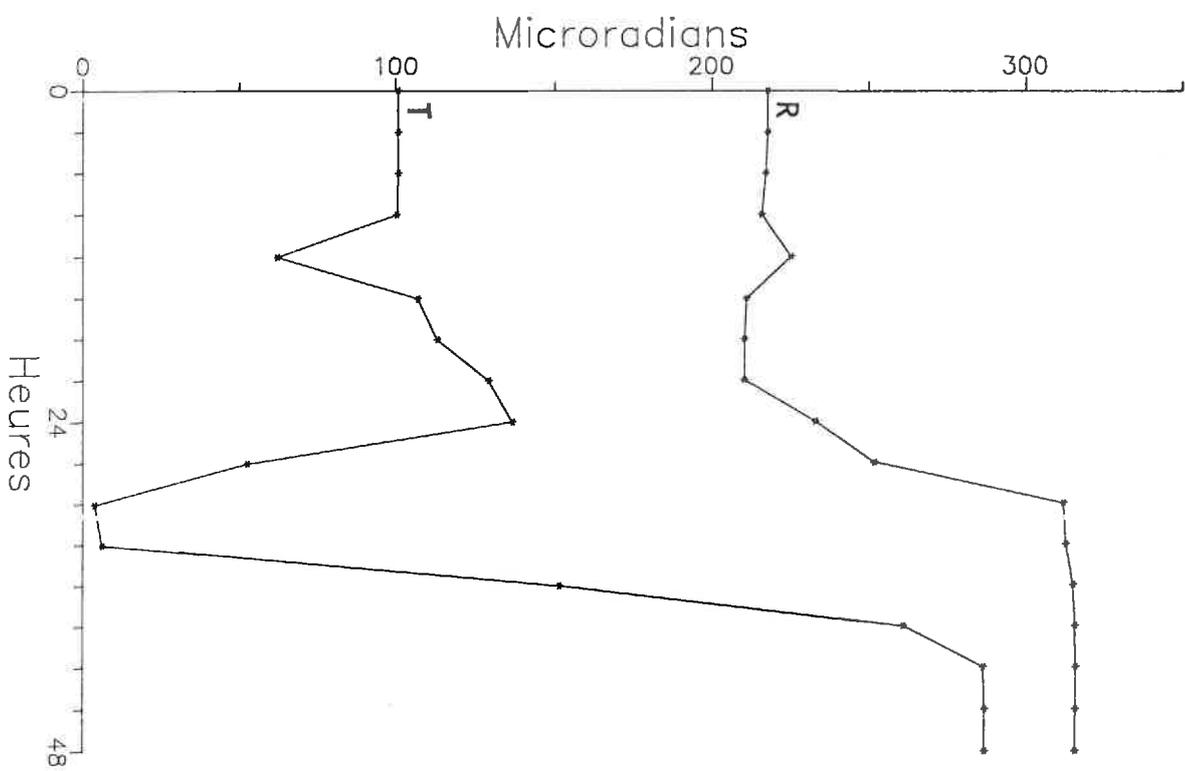
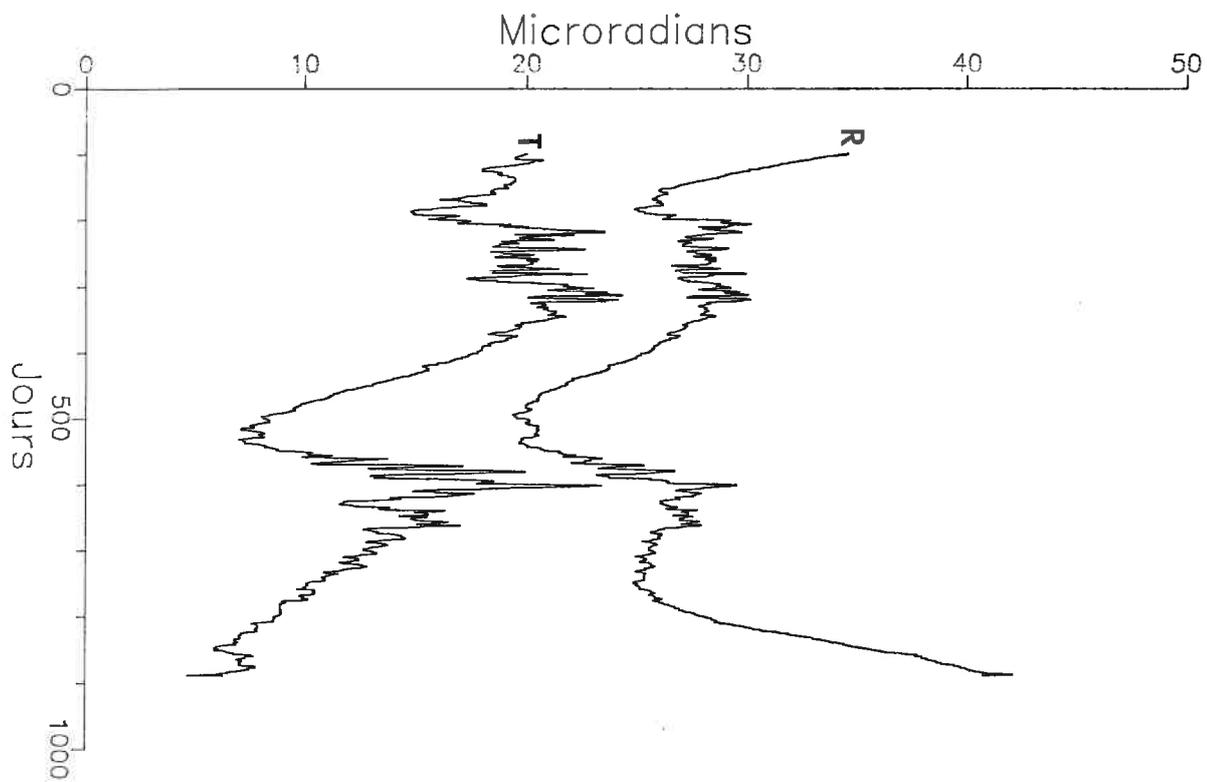
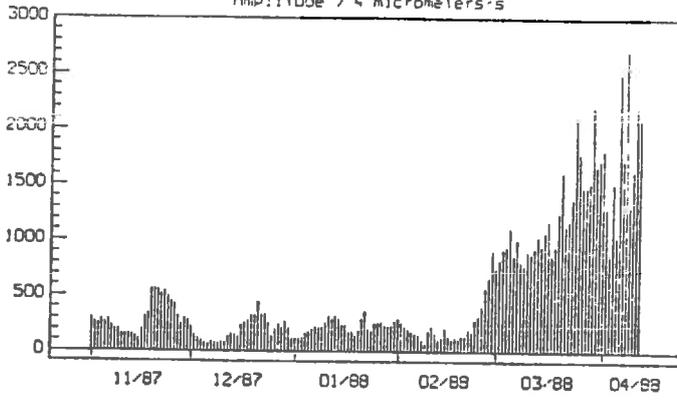


Fig. 8

MOUNT ETNA SUMMIT TDF  
Daily number of events  
from 1 November 1987 to 12 April 1988  
Amplitude > 4 micrometers/s



MOUNT ETNA SUMMIT TDF  
Daily mean value of noise energy  
from 1 November 1987 to 12 April 1988

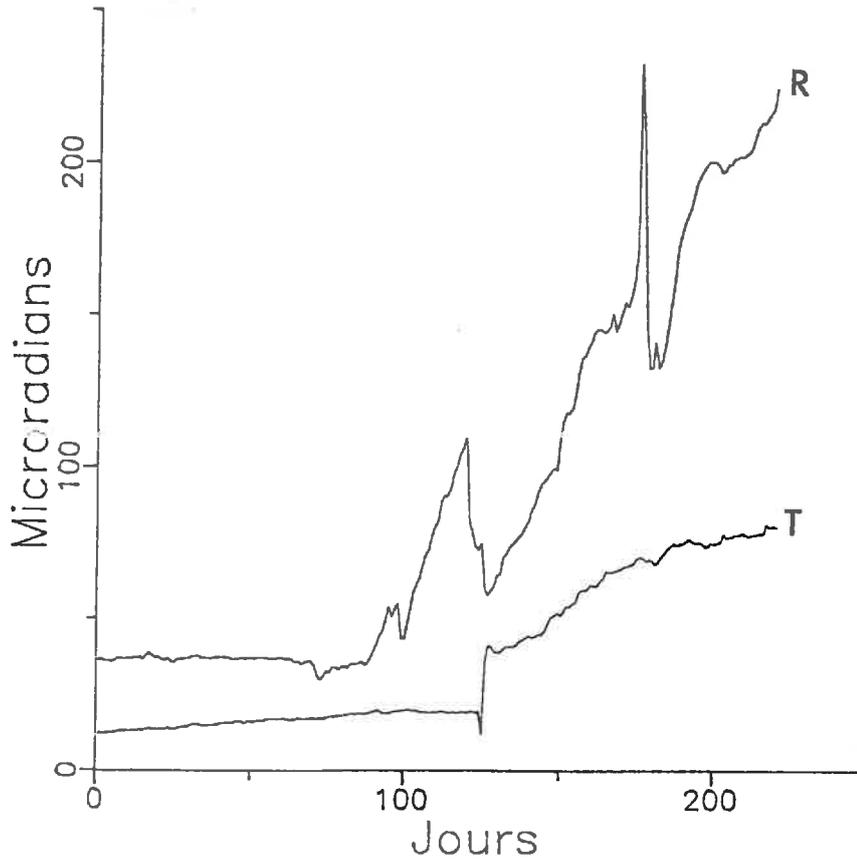
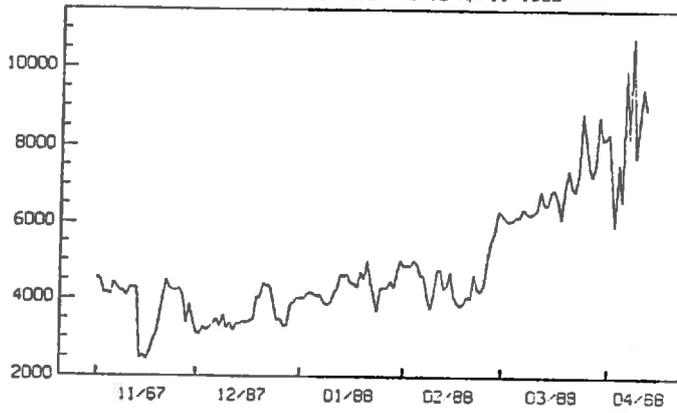


Fig. 10

# GPS FOR THE STUDY OF CRUSTAL DEFORMATIONS : METHODOLOGY AND PROJECTS

P. Briole and J.C. Ruegg

*Institut de Physique du Globe - Laboratoire de Sismologie - 4 place Jussieu - 75252 Paris  
Cedex 05 - France*

## ABSTRACT

GPS is a tool of particular interest for the study of geophysical problems involving ground deformation. In the specific case of studies of subduction, extension or graben kinematics, a typical dimension of the area is 50 x 50 km with possible height difference of 1500 m. In such a region, the same order of magnitude is expected for both horizontal and vertical displacements with possible relative velocity between points in the range 1-10 cm/yr and metric displacements in case of earthquake. In general, modelling such deformations requires a large data set (20-200 points). Then, the first two questions we encountered with the use of GPS, were estimation of the tropospheric delay, and how to get many data in a few number of days. We present in this paper our first conclusions after two experiments carried out to investigate these two questions. Additionally, we developed our own software of phase resolution. We present the principal characteristics of this software. Finally, we present our actual projects including GPS measurements.

## INTRODUCTION

Many examples of crustal deformation (e.g. volcanic deformations, co-seismic deformations) often produce large displacements (10 cm to a few meters) showing important local gradients. Therefore, attempts to model such ground deformations, require a knowledge of the deformation field on a large area, if one expects to obtain some discriminative information on the source from geodesy. An order of magnitude for the dimension of a typical area is 50x50 km, and the minimal number of points necessary for modelling may be about one hundred. In general, the vertical displacements have the same order of magnitude than the horizontal ones. Therefore, the same precision is needed for both altimetry and planimetry. However, it is well known that GPS is less accurate for vertical measurements than for horizontal. Part of the inaccuracy is due to the choice of a tropospheric model, but the limitation is mainly due to the humidity values given into the model. This value cannot be known accurately except using specific methods inadequate for intense field measurements.

## MODELLING THE TROPOSPHERIC DELAY

During a ten day experiment in the Pyrenees, from October 5 to October 14, 1989, GPS measurements were carried out in four stations (*fig. 1*), using Sercel single-frequency receivers. Each observation lasted about six hours each night (23:00 pm, 05:00 am). The network was set up to provide large height differences and low distances (i.e. CAM-COL: difference in height 2300 m, slope distance 14 km). The duration of observation, for each day at each station, is quoted in table 1, and the satellites tracked by the five-channel Sercel receivers in table 2. Different meteorological data were collected during the GPS measurements including:

- continuous monitoring of temperature and humidity at CAM and COL.
- direct meteorological measurement at each station every 30 minutes.

- meteorological measurements at seven sites along the road between CAM and COL (each day at the beginning and end of the observations).
- radio-sonde balloon profiles on October 7 and October 12 (*fig. 2*).
- data predicted from model of the *Météorologie Nationale* (this model provides estimates of the temperature and humidity for 20 layers between 0 and 5000m, each 3 hours).

During the ten days, different climatic situations occurred. Our first results concern repeatability: we found a centimeter level repeatability for the distances (*fig. 3*). This level is not very sensitive to the distance, nor to the troposphere model, even for baselines with large height differences. On the other hand, the repeatability is about five to ten centimeters for the components of the geocentric baseline vector, especially in the X and Z directions (both contributing to the vertical component). Using a standard tropospheric model (Berrada-Baby *et al.*, 1988), the scatter increases with baseline length, but it is not dependent to the height difference (CAM-COL, CAM-BAG). The opposite was indeed expected. The scatter does not change with the option of tropospheric model used. On the other hand, the components of the baseline vector are sensitive to the model. Then our estimate error in height difference determination (including error on the model and error on the measurement) is about 8cm for a 2400m height difference. Gurtner *et al.* (1989) have found the same order of magnitude of the error due to the troposphere (3mm per 100m height difference). In a forthcoming study, we will use the data of *Météorologie Nationale* to determine a more realistic vertical tropospheric delay and check if the use of this method reduces the scatter.

*An opportunity to check tropospheric models: the PYREX experiment* - PYREX is a french-spanish program for the study of the influence of a large mountain range on the atmospheric flow. The PYREX experiment will be held in November 1990 in the Pyrenees. A large number of measurements will be concentrated along vertical cross sections perpendicular to the central part of the Pyrenees (ground meteorological stations, measurements of wind speed at different altitudes, instrumented aircrafts, constant level balloons). This experiment is expected to provide with a great accuracy three dimensional parameters describing the atmosphere in a mountainous area and should be an opportunity to investigate more accurately the tropospheric models for GPS measurements in mountainous areas.

## DENSIFICATION OF NETWORKS

A three day experiment of kinematic GPS was done in Ury, 60 km South of Paris. A five points 2x2 km network (*fig. 4*) was measured both with classical geodetic methods, static GPS and kinematic GPS. The precision on point positioning using an AGA 14 geodimeter for the trilateration of such a network is about 5 mm. Therefore, we did not try to obtain a better accuracy from GPS, and for this first experiment, we focused on the practical problems encountered in the use of the kinematic GPS technique. We used both Sercel and Ashtech single frequency GPS receivers. The comparison of static and kinematic GPS with direct distance measurements is summarized in table 3. The accuracy of the static positioning is at the centimeter level. The accuracy of the kinematic positioning is 1-2 cm after a few minutes observation. No problem of cycle slip occurred during the kinematic survey, even when crossing an electric line between points A and D.

## SOFTWARE IMPROVEMENTS

The standard Sercel and Ashtech softwares for phase resolution have some defects and limitations (i.e. only one standard troposphere model, unique antenna height for the kinematic survey in the Ashtech software, different results when inverting stations in the Sercel Software !, ...). For these reasons, we have developed our own software in order to have a control on the complete processing of the data. Our software is actually designed for individual baselines processing on IBM PC. The basis of phase processing is an inversion of the phase using a least square criterion (Tarantola and Valette, 1982). Different

models of troposphere are available. The vertical tropospheric delay given by the model is estimated for each station and each session a preprocessing stage. This delay can be introduced further, as an additional parameter in the phase processing. Also, in the preprocessing stage, the location of the satellites is computed for each observation epoch. This possibility is of particular interest as it enables to substitute easily a precise ephemeris to the broadcast ephemeris, and because it reduces the phase processing time computation by a factor of three. However, as this option removes the direct use of the keplerian orbit elements, the possibility of introducing some of these elements as parameters in the inversion vanishes. For that reason we kept the other version even if much slower. Actually, the software accepts only Sercel data, but it is planned to change the input data format into the standart RINEX format, to use standard preprocessing interfaces.

## CONCLUSIONS

Concerning the tropospheric delay, we think that the problem is more the meteorological measurement itself than the choice of a model. If we assume that it is sufficient to take a unique value for the vertical delay during an entire session, then this value is expected to be an average estimate of the delay in a large column of troposphere in the direction of the satellites used. In fact, an average value of the tropospheric refraction index even poorly accurate, should give better results than an index obtained from local measurement, even of good quality. Then, we think that parameters given by meteorological services such as the *Meteorologie Nationale* are valuable informations for the estimation of an average tropospheric delay. On the other hand, this vertical delay, may also be introduced as parameter to the program for phase resolution, but such a technique is dangerous as it can give ad-hoc solutions. Anyway, it is clear than GPS cannot be accurate for altimetric measurements. If a 1-2 cm precision is necessary, the classical leveling techniques have to be preferred.

The experiment of kinematic GPS indicates that it is possible to realize local densification of networks, when the required precision on distance measurement do not exceed 1-2 cm. If the GPS carrier is never lost during the antenna displacements the method seems to be valid. Unfortunately, in many cases, the use of this method will be limited to a very local area simply because the presence of masks along the roads (trees, bridges, buildings).

## PROJECTS IN TECTONICS AND GEODYNAMICS

Several projects dealing with geodynamics or seismology include the use of spatial-terrestrial geodesy :

*Afar* : The republic of Djibouti, SE Afar, is located at the intersection of three rift zones, separating the tectonic plates Arabia, Nubia and Somalia. Since 20 years, many geophysical and geological data were collected in this area (Ruegg and Kasser, 1987). In particular, more detailed investigations were conducted in the active Asal rift. This region is characterized by a very high rate of opening (4 cm/yr). Moreover, a rifting crisis occurred in 1978, it was accompanied by a 2m opening and 70 cm subsidence of the inner floor of the rift. The data for the crisis were obtained in 1979 by measurement of a trilateration network and a leveling line both set up by the French *Institut Geographique National* in 1973. Since the crisis ,most of the present data are obtained by dense trilateration and leveling networks installed across the Asal rift. These networks were designed to give a detailed picture of the deformation in the central part of the rift and are measured each year. Besides, the large 1973 network was completely measured a third time in 1984, so as to estimate the evolution of the deformation far from the rift valley. However, possible movements at large scale in the whole Djibouti area (for example in the surrounding depressions like Gaggade, Hanlé depressions) remained unknown. Then, a first GPS network

was set up in 1987. As this network was measured using single-frequency receivers, and especially as it was not possible to fix the cycle ambiguities (due to a problem in the Sercel acquisition software), the results are not very accurate (5-10ppm).

The research program for 1990 includes the precise measurement of the 1987 network and the installation of a larger network covering a wider area with points located on the three continental blocs. This last network, designed for the study of the geodynamics of the triple junction, will also give the limit conditions for the dense Djibouti network. Additionally, two dense kinematic GPS networks are planned in the Asal and Manda Inakir active rift-zones. A 5-10 years measurements periodicity is planned for the large networks. Measurements every year are planned for the two networks across the rift valleys. An inter-comparison with the DORIS system (Doppler System for Orbitography and Positioning) is also planned in 1990.

*Greece* :Greece is the most seismic region in Europe. During the last century, the Gulf of Corinth was subject to a 1m opening (Billiris *et al.*, 1989). This opening may occur by slips on the normal faults bordering the Gulf, with a significant component of vertical movement. The project focuses on the study of the seismic cycle characterizing these faults. Dense local measurements on the main faults and across the Gulf are planned, with a 1-3 mm accuracy in both horizontal and vertical directions. The future network includes 20 GPS points, direct distance measurements across the Gulf and microgeodesy on the well identified active structures.

*Chile* : The Atacama area, North Chile, is a seismic gap of 500 km length located along the boundary of the Nazca and South America plates, associated with systems of normal and strike-slip N-S faults parallel to the plate boundary (Armijo and Thiele, 1989). A major earthquake is expected in this area in the next few decades. The project for 1990-91 is the set up of both GPS and classical trilateration networks at different scales, so as to measure a possible pre-seismic deformations. The periodicity of measurements will be about two years for the large network, less for the local ones across the faults. For this region, like in Greece, special care has to be taken concerning the accuracy of vertical positioning.

*Other programs* : Different research programs including the use of GPS are planned in the Mediterranean area, with measurement of new or existing networks (Algeria: El Asnam, Italy: Benevento). GPS measurements are also planned for studies of volcano deformations: on Etna, Italy, two campaigns have already been carried out (1988 and 1989); on Piton de la Fournaise, Réunion, the installation of a GPS network is planned in the next few years.

## ACKNOWLEDGEMENTS

A. Souriau (G.R.G.S) organized the Pyrenees campaign and carefully improved the manuscript. C. Boucher (I.G.N.) provided GPS receivers for the Ury and Pyrenees experiments. We acknowledge J.P. Pagès from the *Observatoire Midi Pyrenees* for the continuous assistance during the Pyrenees experiment and B. Benech from the *Centre d'Etudes de l'Atmosphère* in Campistous for the radio-sonde profiles and for helpful discussions. B. Coulon (C.E.A.) helped for the development of the software. This Pyrenees campaign was partially supported by the *Conseil Régional de Midi-Pyrénées*.

## REFERENCES

- Armijo R. and Thiele R., 1989. *Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary*. Earth Planet. sci. Lett., submitted.
- Berrada Baby H., Golé P. and Lavergnat J., 1988. *A model for the tropospheric excess path length of radio waves from surface meteorological measurements*. Radio Science, 23, 1023-1038.
- Billiris H., Paradissis D., Veis G., Jackson J., Cross P.A., Sellers P.C., Rands P., Ashkenazi V., Davison M., Dodson A.H., England P.C., Parsons B.E. and Kahle H., 1989. *Determination of crustal dynamics in central Greece using GPS*. Paper presented at the 4th international conference on the Wegener/ Medlas project, Scheveningen, The Netherlands, June 1989.
- Gurtner W., Beutler G., Botton S., Rothacher M., Geiger A., Kahle H.G., Schneider D. and Wiget A., 1989. *The use of the Global Positioning System in mountainous areas*. Manuscripta Geodaetica, 14, 53-60.
- Ruegg J.C. and Kasser M., 1987. *Deformation across the Asal-Ghoubbet rift, Djibouti, uplift and crustal extension 1979-1986*. Geophys. Res. Lett., 14, 745-748.
- Tarantola A. and Valette B., 1982. *Generalized nonlinear inverse problems solved using the least square criterion*. Rev. Geophys. Space Phys., 20(2), 219-232.

## FIGURE CAPTIONS

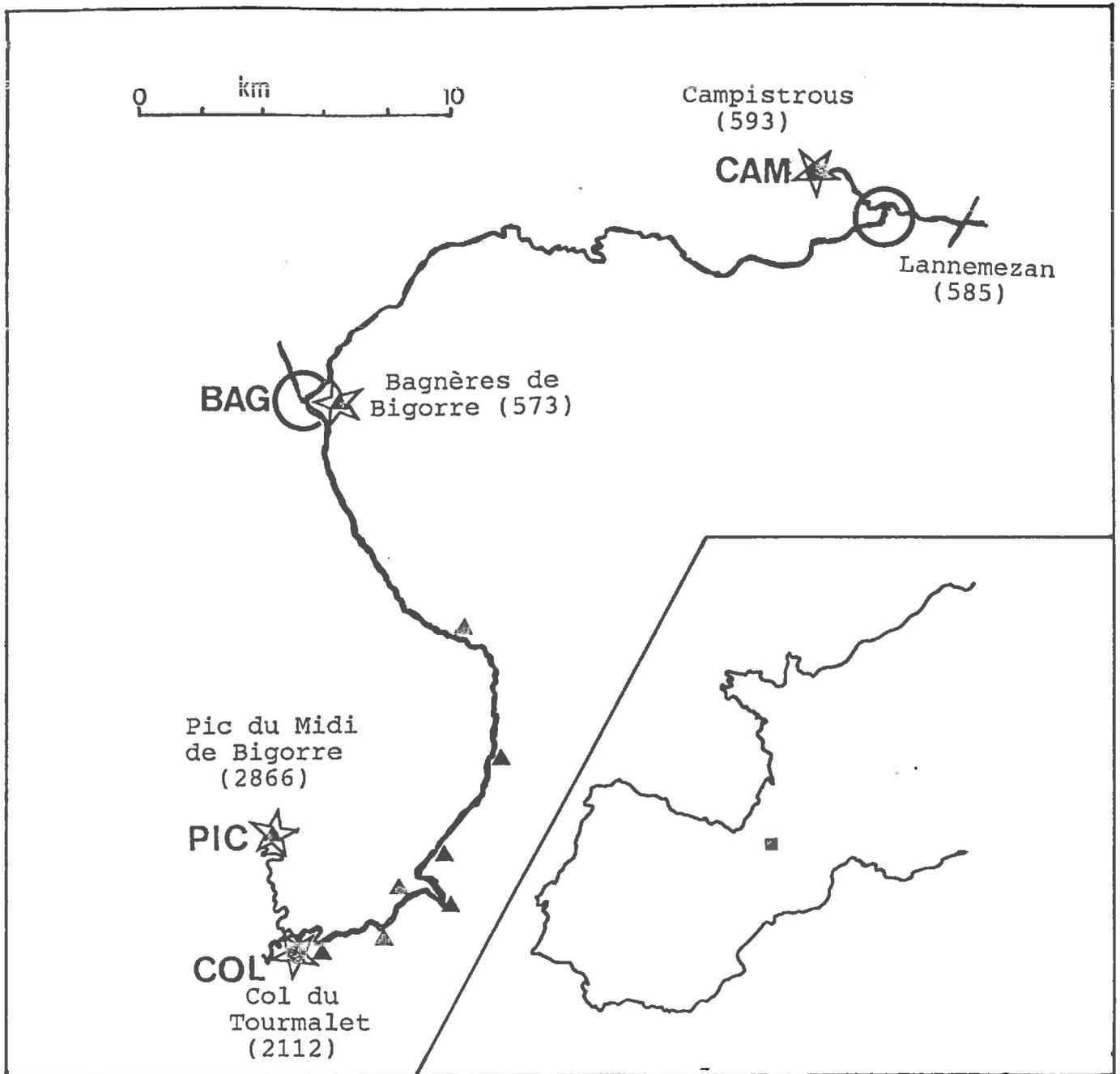
Figure 1 : Map of the four points of the Pyrenees campaign. The first table gives for each day the number of hours of observation at each station. The second table gives the five satellites used during the three sessions observed each day.

Figure 2 : Example of data obtained during the radio-sonde profile of October 7, 03:00 am at CAM. The circles are the data collected at the same time in the GPS sites of CAM, COL and PIC.

Figure 3 : a,b,c : Repeatability of the baseline vectors (X, Y, Z) and distance D for the three baselines CAM-BAG, BAG-COL and COL-PIC (X: squares, Y: triangles, Z: diamonds, D: circles). The repeatability of both distance D and Y component is at the 1-2 cm level. For X and Z components, the repeatability is 5-10 cm.

d: Example of phase residuals for the same session and the same couple of satellites (11-12). The amplitude of the high frequency residuals is independent of distance (about 1cm), this is the intrinsic precision of the Sercel receiver.

Figure 4 : Comparison between static and kinematic measurements during the GPS experiment of 6-8 June in Ury, 60 km South of Paris. The map shows the geometry of the network. An electric line is crossing the vector A-D.



☆ GPS station

● continuous monitoring of meteorological data

▲ periodic meteorological measurement

Fig. 1

Radio sonde profile (Oct 7, 1989)

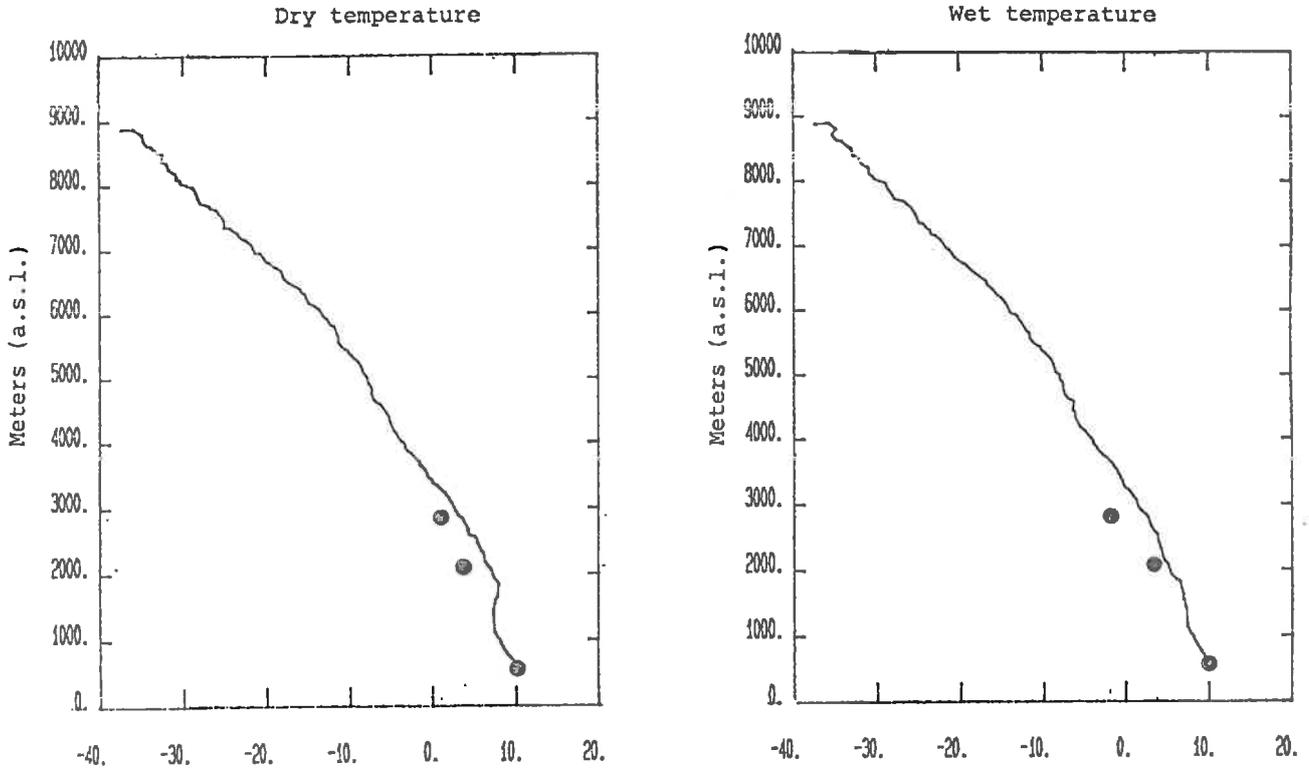
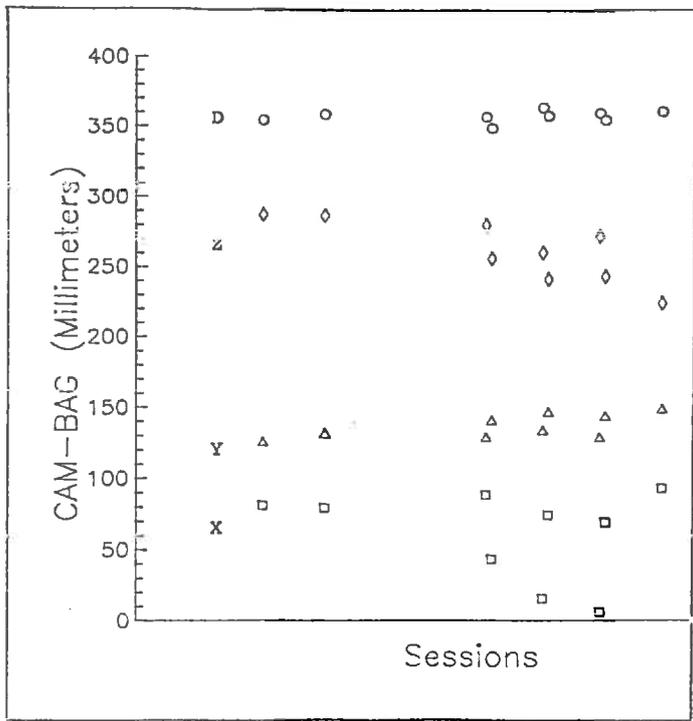
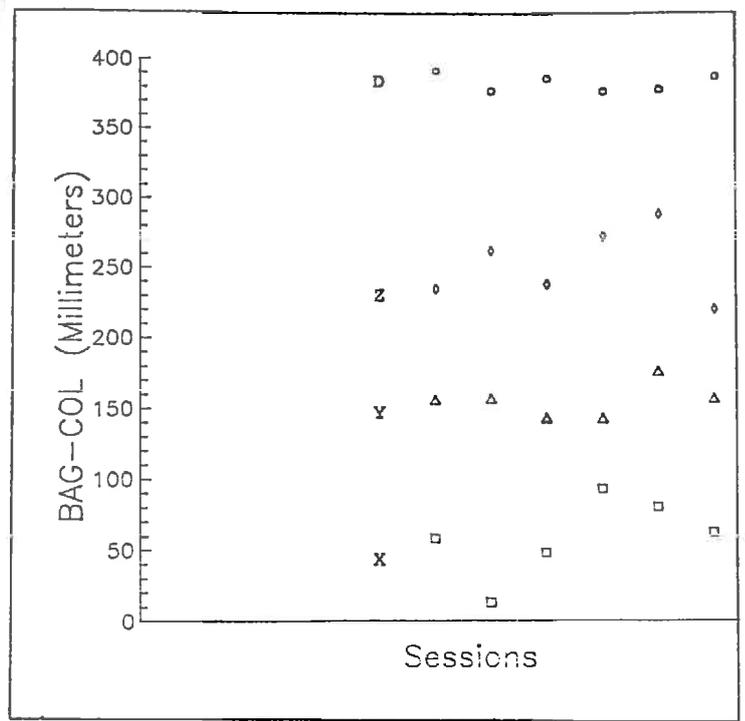


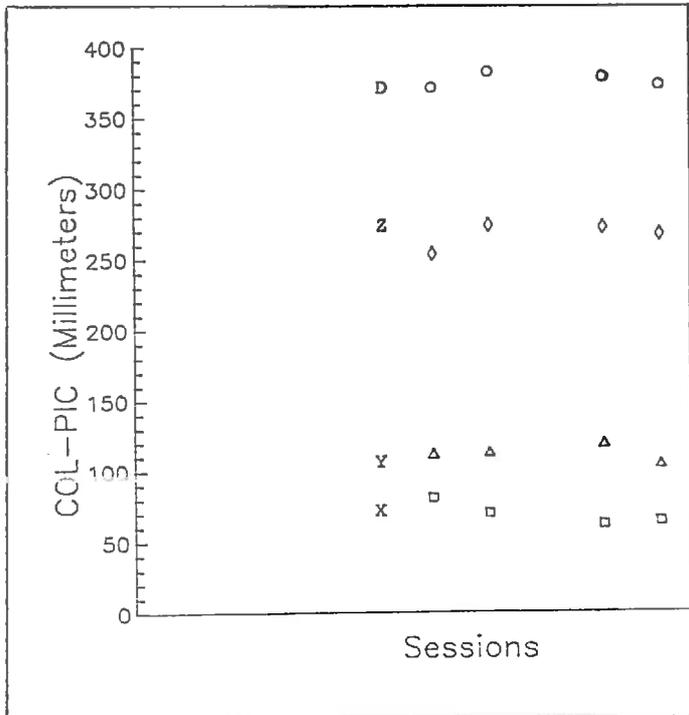
Fig. 2



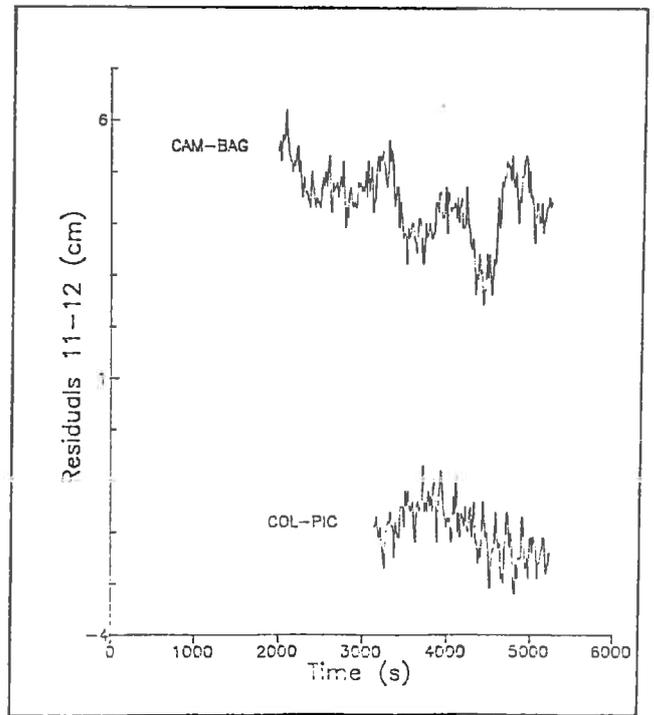
A



B



C



D

Fig. 3

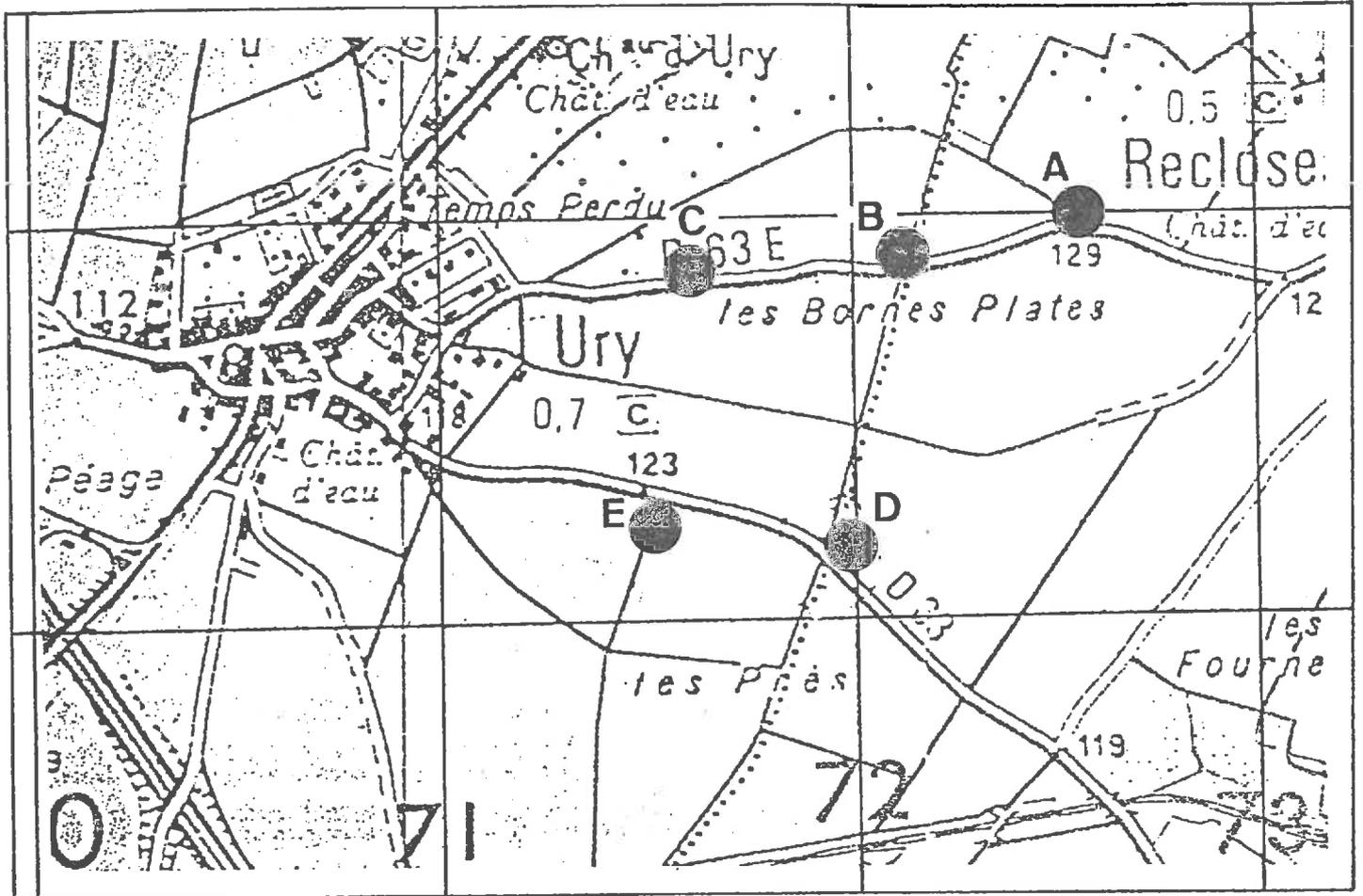


Fig. 4

TAB I : Duration of observation (in hours) from 10-5 to 10-13 1989  
in stations(CAM)pistrous, (PIC) du Midi, (BAG)nères, (COL) du Tourmalet.

DATE	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
CAM	9.25	9.25	9.25	2.75		6.5	6.5	6.5	6.5	6.5
PIC	9.25	9.25	9.25	2.75	6.5	6.5	6.5	6.5	6.5	6.5
BAG		9.15	9.15	2.45	6.5	6.5	6.5	6.5	6.5	6.5
COL			5.25		6.5	6.5	6.5	6.5	6.5	6.5

TAB II : Code number of observed  
satellites and duration ( in hours)  
for the three sessions.

SESSION	1	2	3
DURATION	2	2.2	2.3
CHANNEL1	9	9	9
CHANNEL2	6	6	13
CHANNEL3	16	16	3
CHANNEL4	14	11	11
CHANNEL5	2	12	12

Base	Vector WGS84	Residuals	Measurement	Distance GPS
<b>AD</b>				
X	-637.811	0.006	Ashtech (static 1h30)	1021.190
Y	579.503	0.005		
Z	547.908	0.007		
X	-637.806	0.007	Sercel (static 1h30)	1021.180
Y	579.501	0.004		
Z	547.897	0.004		
X	-637.827	0.005	Sercel (kinematic 1x4mn30)	1021.192
Y	579.500	0.008		
Z	547.896	0.006		
Distance (geodimeter) :				1021.196
<b>BD</b>				
X	-543.545	0.010	Ashtech (kinematic 3x5mn)	742.077
Y	156.345	0.004		
Z	480.409	0.008		
X	-543.540	0.004	Sercel (kinematic 4mn30)	742.068
Y	156.350	0.009		
Z	480.400	0.006		
Distance (geodimeter) :				742.090
<b>CD</b>				
X	-517.636		Ashtech (kinematic 1x5mn)	712.923
Y	-149.889			
Z	466.739			
Distance (geodimeter) :				712.928
<b>ED</b>				
X	-103.117		Ashtech (kinematic 1x5mn)	436.119
Y	-410.509			
Z	105.112			
X	-103.116	0.006	Sercel (static 1h30)	436.117
Y	-410.512	0.005		
Z	105.097	0.004		
Distance (geodimeter) :				436.120

TABLE 3: GPS URY JUNE 6-8, 1989

## LE SEISME D'IRPINIA (ITALIE) DE 1980 ETUDE ET INTERPRETATION DES DONNEES GEODESIQUES

### I) INTRODUCTION

Le séisme du 23 Novembre 1980 ( $M_g = 6.9$ ) est l'un des plus importants séismes ressentis durant la période historique dans l'Appenin méridional (Italie). Il a dévasté sur une centaine de kilomètres de longueur une zone de forme allongée située entre Potenza au SE et Grottaminarda au NO. Ce séisme a fait l'objet de très nombreux travaux qui ont mis en évidence la complexité du phénomène (Bernard et Zollo, 1987, Westaway et Jackson, 1987). Il s'est déroulé en plusieurs séquences successives, avec une fracturation discontinue et complexe, qui rend compte des grandes hétérogénéités structurales de cette région soumise successivement à une tectonique compressive pendant le Miocène et extensive depuis le Pliocène.

L'interprétation des divers chocs en terme de déformation liée au jeu de faille, est réalisée sur la base des mécanismes au foyer de ces chocs et des connaissances structurales de la région, compte tenu des relations empiriques liant ces paramètres (Kanamori et Anderson, 1975).

L'apport des données géodésiques permet de contrôler la validité des paramètres obtenus par les autres méthodes, de contraindre davantage ces paramètres et parfois d'éliminer certaines interprétations. Le nombre relativement restreint de données géodésiques (environ 200 pour ce séisme) et la position légèrement périphérique des lignes par rapport à la zone épacentrale et à la zone des répliques empêchent cependant toute tentative d'utilisation indépendante des seules données géodésiques pour rechercher les paramètres associés à une fracturation aussi complexe. La modélisation des données géodésiques associées à ce séisme a déjà fait l'objet d'interprétations qualitatives (Arca et al., 1983) ou quantitatives (Crosson et al., 1986). Ces travaux ont montré que les données mesurées ne peuvent pas être modélisées par la dislocation

d'une faille unique en raison de l'existence superposée de gradients faibles et forts dans l'allure générale des profils de déplacements. Il a été mis en évidence l'existence de modèles à deux failles (Crosson et al., 1986) ou à trois failles (Briole, 1984) donnant une bonne adéquation entre dénivellées mesurées et calculées. Mais ces modèles ne sont pas compatibles avec l'ensemble des autres données.

C'est pourquoi, dans ce travail, nous faisons une étude préliminaire de l'ensemble des connaissances actuelles du problème et proposons sur cette base un modèle initial. Ce modèle est ensuite modifié par un algorithme d'inversion de données. Nous présentons et discutons le modèle résultant de l'application de cet algorithme en justifiant les hypothèses faites pour l'inversion des données.

Nous discutons les données de nivellement et mettons en évidence la nécessité de les corriger. Nous discutons les différences entre ce modèle et le "modèle ultime compatible avec les autres données" et proposons des interprétations pour ces différences. Nous proposons un modèle final. La contribution individuelle de chaque faille dans le modèle final est présentée et commentée.

## II) LES DONNEES DISPONIBLES

### A) Données de nivellement

La zone intéressée par le séisme est traversée par les lignes de nivellement 81 (Potenza - Grottaminarda) et 82 (Battipaglia - Potenza) faisant partie du réseau national de nivellement de haute précision (fig. 1).

Ces lignes ont été mesurées en 1958-59, puis en 1981 (Arca et Marchioni, 1983), ainsi que des tronçons des lignes 89 (Potenza - Scanzano), 85 (Potenza - Bari), 79 (Grottaminarda - Foggia), 80 (Grottaminarda - Isernia), suivant les critères de nivellement de haute précision (tab. 1).

Deux lignes nouvelles CZT2 (Calore - Sella di Conza) et CZT3 (Sella di Conza - Eboli) ont été installées et mesurées en 1981, puis remesurées partiellement en 1985 ainsi qu'une partie de la ligne 81. La table 2 donne les résultats des mesures effectuées en 1958-59, 1981 et 1985.

Par convention, nous noterons 1959 les mesures effectuées en 1958-59.

Pour l'intervalle 1981 - 1959, les repères N.53 (Potenza, gare) et 80-11 (Calore, Chiesa del Carmine) ont servi de référence pour le calcul de compensation des déplacements de la ligne 81. Ce choix tient compte de l'éloignement de ces deux points par rapport à la zone épiscopale et de la qualité des deux repères. La ligne 82 a été fixée à sa seule extrémité Est (Potenza) et son extrémité Ouest (Battipaglia) est affectée d'un déplacement de -8.7 cm.

## **B) Connaissances structurales et données géologiques**

La région du séisme appartient à la bordure tyrrhénienne de l'Appennin méridional (fig. 2).

Durant le miocène, elle a subi une tectonique compressive avec charriage de nappes d'Ouest en Est (Gars, 1983). La plus élevée de ces nappes est la plate-forme carbonatée campano-lucanienne composée de 2500 m de dolomies et calcaires. Cette unité chevauche la région du bassin de Lioni (vallée de l'Ofanto) composée de flyschs et recouverte partiellement par l'unité des argiles varicolores, et par des formations quaternaires.

Depuis le pliocène, la tectonique est en extension. Elle disloque la région en horsts et grabens, séparés par des failles normales responsables de l'ouverture de bassins plio-quaternaires (Gars, 1983).

La région épiscopale peut être décomposée en quatre zones (fig. 3): les Monte Marzano et Monte Picentini qui font partie de la plate-forme carbonatée campano-lucanienne, le bassin de Lioni et la haute vallée du Sele. Ces panneaux sont limités par des failles plio-quaternaires de direction N135° et N10°.

Des ruptures de surface (fig. 4) ont été observées après le séisme dans la région de Monte Marzano (Cinque et al., 1981, Westaway et Jackson, 1984). Elles sont visibles sur une longueur totale d'environ 6 km, ont une orientation moyenne N135° et un glissement maximum de 80 cm avec enfoncement du panneau NE. Il s'agit d'un mécanisme de faille normale. Ces ruptures sont situées dans l'alignement de la crête du Monte Marzano et de l'escarpement des Monte Picentini.

D'autres ruptures de surface ont été observées au SE de la zone précédente, près de San Gregorio Magno (Bolletinari et Panizza, 1981, Westaway et Jackson, 1984) avec

la même orientation et dans le même axe que les ruptures de Monte Marzano.

### C) Données sismologiques

La position du choc principal (Del Pezzo et al., 1983, Westaway, 1985), le mécanisme au foyer (Gasparini et al., 1982, Martini et Scarpa, 1983, Del Pezzo et al., 1983, Deschamps et King, 1983, Westaway et Jackson, 1987) et la distribution des répliques (Deschamps et King, 1983, Westaway et Jackson, 1987) sont compatibles avec le jeu d'une faille normale d'orientation N135° et de pendage 60° vers le NE.

Le séisme comporte trois séquences principales (Bernard et Zollo, 1987, Westaway et Jackson, 1987): un premier choc dont l'épicentre est situé près de Laviano, un second choc 18 s plus tard situé assez imprécisément dans la région de San Gregorio Magno au SE et un troisième choc à 39 s près de Conza della Campania, au NE du choc principal.

Ces données sismologiques, ajoutées aux données structurales et aux observations de ruptures en surface servent de base à l'élaboration d'un modèle de départ compatible pour l'étude des données géodésiques.

Compte tenu des contraintes assez fortes imposées par ces données en ce qui concerne le premier choc, nous admettons que les ruptures de surface de la région de Monte Marzano donnent la position absolue en surface d'une faille sismogénique d'orientation N135° et de pendage 60° vers le NE.

Les autres paramètres du modèle pour le premier choc et les chocs successifs sont discutés.

## III) ELABORATION DU MODELE GEODESIQUE

### A) La méthode de calcul du modèle

Nous modélisons les déformations du sol par le calcul de la dislocation de failles (fig. 5) placées dans un semi-espace élastique et homogène (Mashinha et Smylie,

1971, Savage, 1980, Briole, 1984, Briole et al., 1986). Une méthode d'inversion par moindres carrés tenant compte des incertitudes a priori sur les paramètres et les données (Tarantola et Valette, 1982) est utilisée pour l'ajustement des paramètres.

## **B) Elaboration du modèle initial**

Nous élaborons un modèle initial à partir de l'étude de chacune des trois séquences du séisme.

### **Le choc principal**

Ce premier choc est le mieux contrôlé. Il a été relocalisé en  $40^{\circ} 46.68$  N et  $15^{\circ} 19.92$  E avec une précision de 3 km à partir de la localisation d'une forte réplique (Westaway, 1985, Westaway et Jackson, 1987).

Sa profondeur déduite de la modélisation des ondes téléseismiques (Westaway et Jackson, 1987) est de 12 km avec une précision de l'ordre de 2 km.

Le mécanisme au foyer proposé par les différents auteurs est très bien contraint pour le premier plan focal, beaucoup moins bien pour le second. Pour notre modèle initial nous adoptons les valeurs de  $60^{\circ}$  ( $\pm 5^{\circ}$ ) pour le pendage et  $N135^{\circ}$  ( $\pm 5^{\circ}$ ) pour l'orientation, compatibles avec le premier plan focal.

Le premier choc se décompose lui-même en quatre phases successives (Westaway et Jackson, 1987, Bernard et Zollo, 1987).

Ces quatre phases sont:

- (1.a) propagation pendant 4 s d'une rupture en direction du SE depuis la source.
- (1.b) absence de libération d'énergie sismique en direction du NO pendant 2.5 s
- (1.c) propagation pendant 5 s d'une rupture en direction NO depuis la région de Teora au Sud.
- (1.d) propagation 7 s après le choc initial d'une rupture à partir de la région de Nusco au Nord. L'étude des ondes téléseismiques (Westaway et Jackson, 1987, Ber-

nard et Zollo, 1987) et de la polarisation des accélérogrammes (Bernard et Zollo, 1987) montrent que cette rupture n'a pas le même mécanisme que les précédentes. La fracture se propage à peu près vers le Nord pendant 5 s avec un plan de faille assez fortement incliné mais mal contraint.

Nous associons une faille à chaque phase de la rupture.

La longueur de la faille est calculée à partir de la durée de la source en prenant une vitesse de propagation moyenne de 2.5 à 3 km.s<sup>-1</sup>.

La position de l'épicentre près de Laviano au Sud de la haute vallée du Sele, la coïncidence entre les 2.5 s d'absence de libération d'énergie sismique et la largeur de la vallée du Sele (5 à 10 km), la différence structurale entre la haute vallée du Sele et les blocs Monte Marzano et Monte Picentini suggèrent de faire correspondre aux phases (a), (b) et (c) du premier choc trois parties distinctes situées sur un même plan de faille aligné SE-NW dans l'axe du Monte Marzano et de l'escarpement des Monte Picentini et passant par les ruptures de surface observées près de Monte Marzano.

Le premier élément de cette faille correspond à la bordure NE du Monte Marzano. Il est limité au NO dans la région de Monte Valva et au SE dans la région de la vallée Vadursi au SE du Monte Ognà. La base de son extrémité NO est en bonne coïncidence avec la localisation de l'hypocentre. Sa longueur, déduite de la durée de la rupture est de 11 km. Avec une profondeur du foyer de 12 km et un pendage de 60°, la largeur de cette faille est de 14 km. Les décrochements de 80 cm observés sur le terrain (Cinque et al., 1981, Westaway et Jackson, 1984) et le moment sismique de  $2.5 \cdot 10^{18}$  N.m ( $\pm 20$  %) déduit de la modélisation des ondes télésismiques (Westaway et Jackson, 1987) suggèrent un vecteur glissement moyen de l'ordre de 50 cm à 1 m avec une rigidité moyenne du milieu de  $3 \cdot 10^{10}$  N.m<sup>-2</sup>. La localisation de la limite SE de cette faille est en assez bonne coïncidence des points 81-50 et 81-51 de la ligne de nivellement entre lesquels existe une différence de déplacements de 15 cm. La correspondance optimale serait obtenue avec une faille plus longue de 1.5 km, arrivant à la hauteur du Monte Cucuzzone, mais elle ne serait plus en accord avec la durée du choc, sauf si l'on admet une translation globale du segment, qui alors ne coïncide plus au NO avec la vallée du Sele.

L'élément central de la faille correspond à la vallée du Sele. Sa longueur calculée est de 7 km ce qui le place approximativement entre Monte Valva au SE et Caposele au NW. Nous admettons que sa profondeur est identique à celle de l'élément SE. L'absence de libération d'énergie sismique pendant la durée que nous considérons

comme étant le temps nécessaire pour que les ondes S correspondant à la rupture du segment SE traversent la vallée du Sele peut être interprété de différentes manières contradictoires en terme de mouvement de faille et donc de déformation. On peut considérer que l'absence d'énergie est due purement et simplement à l'absence de mouvement sur la faille dans cette région (barrière) ou imaginer qu'il y a eu soit pendant, soit avant le séisme mouvement d'une faille préexistante dans la vallée du Sele, associé au séisme ou même combinaison des deux (mouvement pré et co-sismique). Le choix du paramètre dislocation est difficile à faire sur la base de ces seules données. On peut même être tenté de choisir une valeur de dislocation plus élevée que celle correspondant au segment SE, en observant que la dépression d'environ 800 m de dénivellée que forme la haute vallée du Sele par rapport aux Monte Marzano et Monte Picentini traduit une tendance à un enfoncement plus rapide de cette région par rapport aux deux unités voisines, associé à des mouvements de failles plio-quadernaires d'orientation moyenne N10° sur les deux bords de la vallée et dont certaines ont peut-être été activées pendant le séisme comme par exemple dans la région de Calabritto et de Senerchia (Gars, 1983).

L'élément NW de la faille est situé en correspondance de l'escarpement des Monte Picentini de Caposele au SE à la région de Nusco au NO. Nous associons à ce segment une longueur de 13 km et une profondeur identique à celle des deux éléments précédents. L'absence de rupture en surface malgré un moment sismique de  $6.2 \cdot 10^{18}$  N.m (Westaway et Jackson, 1987) et l'absence de répliques dans les 6 premiers kilomètres dans la région des Monte Picentini semblent indiquer que la faille n'arrive pas en surface. Le glissement déduit du moment sismique est de 225 cm pour une faille inclinée à 60° et située entre les profondeurs 6 et 12 km.

Le tronçon le plus au Nord est mal contraint en particulier en ce qui concerne son moment sismique ( $1$  à  $4 \cdot 10^{18}$  N.m). Ceci est dû en particulier au fait que dans la modélisation des ondes télé-sismiques (Westaway et Jackson, 1987) l'amplitude des signaux et la valeur du moment sismique varient en raison inverse à cause de l'interférence destructive avec les signaux des chocs précédents. La direction Nord de la propagation de la fracture est assez bien contrainte sur la base des données accélérométriques (Bernard et Zollo, 1987) et le pendage relativement vertical. Sa durée est estimée à 5 s donc une longueur de faille de l'ordre de 15 km. L'amplitude de la dislocation, déduite d'un moment sismique moyen de  $2 \cdot 10^{18}$  N.m est de 60 cm.

---

**Le choc à 40 s.**

Ce choc a été localisé en  $40^{\circ} 51' N$  et  $15^{\circ} 21' E$  (fig. 6) avec une incertitude de l'ordre de 4 km (Bernard et Zollo, 1987). Sa profondeur est de l'ordre de 10 km au maximum (Westaway et Jackson, 1987) ou inférieure (Bernard et Zollo, 1987). En effet la différence S-P de 1.5 s à la station de Calitri contraint la profondeur entre 8 et 6 km selon que la source est plus ou moins éloignée de cette station. Il s'agit en tous les cas d'une faille superficielle par rapport aux autres failles mises en jeu dans ce séisme.

Deux mécanismes sont possibles pour ce choc: un plan  $N135^{\circ}$  bien contraint incliné à environ  $70^{\circ}$  vers le SO et qui correspondrait à une faille antithétique de la première et une faille d'orientation moins bien contrainte pouvant aller de OE à SO-NE et un pendage pouvant varier entre  $30^{\circ}$  et  $90^{\circ}$  (Crosson et al., 1986).

Dans le premier cas, l'analyse de l'enregistrement de l'accélérogramme de Calitri impose une propagation de la fracture vers le SE depuis le foyer. Dans le second cas le plan de faille est contraint à passer au Nord de cette même station pour rendre compte de la première composante de mouvement vers le bas à la station de Calitri. La moment sismique de ce choc est estimée à  $3 \cdot 10^{18}$  N.m (Westaway et Jackson, 1987).

Nous ne pouvons pas proposer pour ce choc un modèle de faille suffisamment précis sur la base de ces seules données. Nous utilisons les données de nivellement pour contraindre notre modèle en interprétant les dénivellées importantes mesurées entre les points 81-74 (-36.8 cm) et 81-75 (-58.7 cm) et entre les points 81-89 (-52.7 cm) et 81-91'' (-25.6 cm) ou 81-93D (-9.8 cm) comme la manifestation de la faille sismogénique. Ces valeurs suggèrent de contraindre la faille à passer entre les points 81-74 et 81-75 d'une part et au niveau du point 81-91'' d'autre part (fig. 7) c'est-à-dire une faille d'orientation  $N135^{\circ}$  passant légèrement en contrebas de Pescopagano. Le vecteur glissement associé compte tenu des écarts observés entre ces points est de 30 à 50 cm. L'absence de ruptures observées en surface mais le gradient de dénivellée important incitent à choisir une faille arrivant près de la surface (1 km). Le moment sismique de  $3 \cdot 10^{18}$  N.m (Westaway et Jackson, 1987) correspond à un glissement de 50 cm sur une faille de 20 km par 7 km mais la rigidité des couches superficielles de cette région est peut-être plus faible ( $2 \cdot 10^{10}$  N.m<sup>-2</sup>) et l'amplitude de la dislocation peut être plus élevée.

### **Le choc à 20 s.**

Ce choc a été localisé en  $40^{\circ} 40' N$  et  $15^{\circ} 26' E$  avec une incertitude de l'ordre de 7 km (Bernard et Zollo, 1987) et une profondeur de l'ordre de 10 km (Westaway et Jackson, 1987).

Son mécanisme focal (Westaway et Jackson, 1987) est identique à celui du choc à 40 s et le choix du plan de faille orienté vers le NE avec un pendage faible de  $20^{\circ}$  (Bernard et Zollo, 1987) plutôt qu'un plan orienté SO avec un pendage fort comme pour le choc à 40 s est effectué en tenant compte de la localisation des répliques vers l'Est de la position épacentrale et également de l'allure générale des données de nivellement.

Les mouvements de surface étant au maximum de 10 cm sur la ligne 82, ce choc est compatible avec une dislocation de l'ordre de 30 à 40 cm sur une faille passant sous la ligne de nivellement ou davantage si la faille demeure au Nord de cette ligne.

La magnitude de  $4.10^{18}$  (Westaway et Jackson, 1987), déduite de la modélisation des ondes téléseismiques correspond à une faille de 20 km par 15 km avec une dislocation de 45 cm dans un milieu de rigidité  $3.10^{10} N.m^{-2}$ .

La présence de ruptures de surface dans la région de San Gregorio Magno ne peut pas être interprétée comme la manifestation de surface d'une faille sismogénique ayant un pendage aussi faible que  $20^{\circ}$ , mais pourrait indiquer la présence dans cette zone d'une faille plus petite située dans l'axe des failles du choc principal et en correspondance structurale avec celles-ci. L'étude détaillée des accélérogrammes des stations du Sud (Bernard et Zollo, 1987) confirme la possibilité d'existence d'une telle petite rupture.

### **Le modèle initial**

Un modèle précédemment calculé (Briole, 1984) sans tenir compte des autres données sinon d'une estimation d'un moment sismique global du séisme de  $26.10^{18}$  (Del Pezzo et al., 1983) a conduit à une bonne adéquation entre les données de la ligne 81 et les données calculées (fig. 8). Ce modèle comprend 3 failles, indispens-

ables pour rendre compte de l'allure des données de nivellement. Les surfaces de faille sont inférieures à celles prévues pour un tel moment sismique et les déformations (de l'ordre de 2 à 3 m) trop élevées. Les trois failles de ce modèle ont un pendage vers le N-E. Un de nos modèles calculés dans la suite propose une solution avec une telle disposition des failles (fig. 16a, table 9).

L'ensemble des considérations de la partie II de ce travail conduit à l'élaboration du modèle initial que nous proposons et discutons. Les paramètres de ce modèle sont donnés dans le tableau 3. La figure 9a présente la position des failles du modèle par rapport à la ligne de nivellement. Les figures 9a et 9b présentent les résultats du calcul dans deux cas du modèle initial (mouvement ou non du segment de la vallée du Sele).

#### IV) DISCUSSION

Les figures 8a et 8b présentent les résultats du calcul du modèle initial. L'accord entre les données mesurées et le modèle n'est pas satisfaisant mais on observe des correspondances dans l'allure générale des deux courbes. Le calcul de la contribution de la faille  $F_{1d}$  montre que son effet dans la modélisation est négligeable. Nous éliminons cette faille, et discutons plus loin ses effets éventuels sur le nivellement.

##### A) Nécessité de corriger les données géodésiques

Ce premier calcul suscite deux observations liées aux données géodésiques utilisées: la modélisation de la partie Ouest de la ligne 82 ainsi que celle des points 81-94 à 81-100 de la ligne 81 est impossible avec notre modèle, même moyennant les plus fortes modifications de paramètres compatibles avec l'ensemble des autres observations.

##### Correction de la ligne 82

La ligne 82 présente des différences négatives (1981-1959) du point 28 située à proximité de Postiglione à son extrémité, Battipaglia. Il est intéressant de noter que le point 82-29 correspond approximativement au passage de la ligne de nivellement de l'unité carbonatée campano-lucanienne à l'Est (représentée par les Monte Alburni au Sud et le Monte Marzano au Nord et en affleurement entre les deux parmi des formations Miocènes et plio-quadernaires) à la plaine cotière du Sele à l'Ouest. Les valeurs anormales de ces points pourraient être associées à la subsidence qui affecte la plaine cotière du Sele et la côte tyrrhénienne en général dans cette région (Gars, 1983). La valeur de -8.7 cm en 22 ans à Battipaglia correspondrait alors à un enfoncement moyen de 4 mm par an, ce qui représente un ordre de grandeur relativement réaliste pour les mouvements de cette région, mais qui exigerait des vérifications indépendantes.

La correction de cette ligne peut être faite soit uniquement sur les points situés dans la plaine du Sele, ce qui pose le problème du choix du point où arrêter la correction compte tenu qu'il peut être assez proche des failles  $F_{1a}$  et  $F_2$ , ou faire une compensation globale sur l'ensemble de la ligne. Nous choisissons cette dernière option, mais il est à noter que ceci n'introduit pas de différence importante par rapport à l'autre possibilité car ce sont les points situés le plus vers l'Est de cette ligne qui sont le plus contraignants pour notre modèle (du point 82-53 au point 82-93) et ce sont également eux qui sont le moins sensibles à la correction globale de la ligne.

### **Correction des points 81-95 à 81-99**

Les points 81-94 à 81-100 (fig. 7) ne peuvent pas être modélisés convenablement. Le problème de ces points a déjà fait l'objet d'études détaillées liées précisément à la difficulté rencontrée pour faire coïncider ces données avec un modèle cohérent par ailleurs (Crosson et al., 1986, Westaway, 1987, Crosson et al., 1987).

Nous pensons que ces points sont des effets locaux liés ou non au séisme et ne devant pas être pris en compte pour la modélisation des déformations. En effet, les observations de terrain montrent que plusieurs de ces points, en particulier le point 81-97 sont situés dans des zones affectées par des glissements de terrain de petite dimension, d'ailleurs pas nécessairement liés au séisme comme on peut en juger par le fait que ces zones sont également reportées sur la carte géologique d'Italie

(1-25000<sup>o</sup>). Par ailleurs, l'observations des données postsismiques pour ces points (fig. 10a) montre à la fois une anomalie négative très marquée pour le point 81-97 (-3.1 cm en 4 ans à comparer aux -26.2 cm en 22 ans) et une allure générale des courbes de nivellement identique pour les deux campagnes de nivellement. Nous éliminons les points 81-97 et 81-98, aberrants pour notre modèle. Nous avons par ailleurs effectué une correction globale des points 81-95 à 81-100 à partir des données post-sismiques en utilisant une méthode de minimisation par moindres carrés (table 7), et avons observé que les modèles calculés avec les points corrigés différaient peu des modèles calculés en enlevant les points 81-97 et 81-98 (fig. 10b et 10c). Nous concluons que ces points ne sont pas essentiels dans la résolution du problème.

## **B) Résultats du modèle initial et inversion**

### **Résultats du modèle initial**

La comparaison des figures 9b et 9c milite clairement en faveur d'un mouvement de la faille centrale  $F_{1b}$  (vallée du Sele). Le mouvement des points SE de la ligne 81 est sous-estimé. La faille  $F_2$  ne pouvant donner au maximum que 10 cm de mouvement vertical, il apparait que l'amplitude de la dislocation de la faille  $F_{1a}$  est insuffisante (en admettant que les autres paramètres associés à cette faille ne sont pas discutables). La position de la faille  $F_2$  n'est pas bonne (trop à l'Ouest par rapport à la localisation de l'hypocentre), mais l'amplitude de la dislocation est convenable. L'axe de la trace en surface de  $F_3$  entre les points à fort gradient de la ligne 81 est convenable, mais étant donné que la faille traverse deux fois la ligne de nivellement, les amplitudes des dénivellées calculées aux deux intersections sont identiques, ce qui n'est pas le cas dans la réalité. Il apparait de ce premier calcul que la zone la plus difficile à modéliser est celle allant de Pescopagano à Muro Lucano.

### **Inversion des données**

Tous les paramètres des failles ne sont pas inversés en un seul calcul car la qualité des données est insuffisante pour éviter une instabilité de la solution (surtout si l'on affecte chaque paramètre de l'incertitude réelle qui lui correspond). Nous avons préféré inverser un petit nombre de paramètres en leur associant leur incertitude véritable. Il ne s'agit donc pas d'un procédé d'inversion totale proprement dit mais d'"inversions partielles" ayant pour effet de calculer rapidement la solution optimum associée à la variation d'un petit nombre de paramètres et évitant les fastidieux essais erreur.

Deux calculs d'inversion ont été effectués, avec comme seule différence que dans le premier on a fixé la projection en surface du centre de l'arête supérieure de  $F_3$ , (point Q) et que dans le second cas on a laissé libre ce point. Ce type de double calcul, effectué en fixant ou non un paramètre peu contraint (ici, le point Q associé à  $F_3$ ) permet généralement une bonne amélioration de la connaissance du paramètre. L'incertitude sur les données de nivellement (écart type) a été prise égale à 1.5 cm. La table 4 donne pour chaque faille les paramètres qui ont été inversés, l'incertitude a priori associée et les valeurs initiales et finales de chacun.

La figure 11a présente la position des failles solutions dans le second cas (faille  $F_3$  mobile), et la figure 11b les données calculées et mesurées.

Un calcul d'inversion a été effectué en supprimant la faille  $F_{1b}$ . Les paramètres du modèle final sont donnés en table 8. Les positions des failles restantes sont pratiquement inchangées (fig. 10b) et les le calcul conduit à des amplitudes de dislocation plus élevées. Le modèle final proposé (fig. 10c) montre que moyennant des amplitudes de dislocation anormalement élevées sur les autres faille, il est possible de proposer un modèle sans faille  $F_3$ . Ce modèle donne par ailleurs de moins bons résultats que le modèle avec faille  $F_3$  entre les points 81-45 et 81-75.

### La faille $F_2$

Nous constatons que la position de la faille  $F_2$  est sensiblement identique dans les deux cas et qu'une dislocation de 30 cm sur cette faille permet de rendre compte des données de la ligne 82. Ces paramètres solution placent la faille très à l'Est, à la limite des 7 km d'incertitude sur la localisation épacentrale proposée par Bernard et Zollo. Il est possible de ramener la faille  $F_2$  vers l'est par une légère augmentation de

son pendage ( $25^\circ$ ). C'est ce que nous faisons dans le modèle définitif pour cette faille.

### **Le segment SE de la faille principale, $F_{1a}$**

L'amplitude de la dislocation sur  $F_{1a}$  passe de 100 cm. à 349 cm. dans le premier cas et 366 cm. dans le second. Cette valeur trop élevée de la dislocation est particulièrement contrainte par les points situés au SE de Muro Lucano (comparer les figures 9c et 11b pour les points situés entre 81-35 et 81-50) c'est-à-dire dans une région où aucune autre faille du modèle n'est susceptible de provoquer des déplacements significatifs et c'est donc à l'aide de ces points qu'il faut rechercher des solutions convenables pour  $F_{1a}$ . Cette divergence est la première des deux principales divergences entre notre modèle et les hypothèses déduites des autres données. Nous discutons plus loin cette divergence et étudions l'effet de variation des autres paramètres sur la modélisation. Observons enfin que la faille  $F_{1a}$  provoque un léger déplacement positif des points situés à l'Ouest de la ligne 82, en assez bon accord avec les données compensées et qui confirme la validité de la compensation.

### **La faille $F_3$**

L'amplitude de la dislocation de  $F_3$  est égale à 13.5 cm pour la première solution et à 56 cm pour la seconde. Dans ce dernier cas, on observe que la faille  $F_3$  s'est déplacée vers le NO, en restant "canalisée" par les points de nivellement 81-74, 81-75 et 81-91" et de façon à avoir son extrémité SE à proximité de la ligne de nivellement, sans la traverser. Ainsi, il est possible de rendre compte du saut élevé des données au Nord qu'au Sud. Par ailleurs cette solution présente l'avantage de mieux rendre compte de l'effet de "graben" de la zone de Sella di Conza que ne le fait une faille ayant seulement 13.5 cm de mouvement.

Nous préférons pour ces raisons la seconde solution, qui conduit par ailleurs à une meilleure correspondance avec le moment sismique, à condition de prendre une longueur de faille de 20 km (ce paramètre n'est pas très contraint sinon par sa relation

avec l'amplitude de la dislocation sur  $F_{1c}$  comme nous le discutons plus loin). Cependant les données d'accélérométrie de Calitri sont en contradiction avec notre modèle car elles prévoient une propagation de la rupture vers le SE. Ceci est le second des deux points importants de divergence entre le modèle géodésique et les autres données.

### Les failles de la vallée du Sele et des Monte Picentini $F_{1b}$ et $F_{1c}$

Le segment NO n'est pas très contraignant dans la modélisation. On peut en juger par les valeurs de l'amplitude de sa dislocation qui varient de 81 cm lorsqu'on laisse  $F_3$  fixe et de 148 cm lorsque  $F_3$  est déplacée vers le NO (compensation de l'effet de  $F_3$ ). En résumé la dislocation correspondant à ce segment est asservie aux variations des autres paramètres. La présence de la faille  $F_3$  en face de  $F_{1c}$  permet d'avoir une amplitude de dislocation compatible avec le moment sismique. Le raisonnement est aussi valable pour  $F_3$ .

La dislocation de la faille  $F_{1b}$  demeure élevée dans les deux cas. Cette faille, antithétique de la faille  $F_3$  joue un rôle important dans la modélisation des déformations de la région centrale de Sella di Conza.

### C) Discussion des divergences principales du modèle

Nous discutons principalement les problèmes liés à la position de  $F_3$  et à l'amplitude de la dislocation sur  $F_{1a}$ .

#### La faille $F_3$

Nous avons réalisé plusieurs essais pour chercher une solution compatible avec une propagation vers le SE de la rupture. Aucune solution satisfaisante n'a été trouvée avec une faille ayant à la fois un pendage élevé et une orientation vers le

SO. L'autre plan nodal du mécanisme au foyer donnerait une faille ayant la même allure que  $F_2$  qui ne pourrait donc pas rendre compte des déplacements des points 81-74 et 81-75 par exemple. Nous avons donc envisagé la possibilité d'une faille correspondant à l'autre plan nodal, tout en écartant la possibilité d'une faille orientée SO-NE comme le proposent Crosson et al., car une telle orientation de faille ne peut pas être modélisée convenablement par les données d'accélérogramme (Bernard et Zollo, 1987). Nous avons cherché des solutions avec des failles orientées  $N80^\circ$  à  $N90^\circ$ , dans l'alignement de la vallée de l'Ofanto, avec un pendage faible, de l'ordre de  $30^\circ$  ou  $40^\circ$  et une trace en surface en correspondance du point 81-91". Une solution de ce type ne serait pas absurde eu égard à la structure de la région et correspondrait à l'activation d'une faille quaternaire, très superficielle à mettre en relation avec l'orientation OE particulière de la vallée de l'Ofanto dans une zone d'orientation générale SE-NO.

Cependant aucune solution satisfaisante n'a été trouvée avec ce type de faille pour modéliser les données (les essais ont été faits avec ou sans la présence de la faille  $F_{1b}$  sans différence notable) et notre meilleure solution demeure une faille d'orientation  $N135^\circ$  s'arrêtant avant la ligne de nivellement près de Pescopagano. Nous proposons un modèle définitif avec une longueur totale de la trace de 10 km au lieu de 20 km (cette dernière valeur est trop élevée et ne peut pas correspondre aux données de l'accéléromètre de Bagnoli Irpino qui devrait avoir alors une amplitude du signal supérieure).

Un calcul a été fait avec une faille  $F_3$  possédant un pendage vers le Nord-Est (fig. 16a, table 9). Une telle faille est compatible avec les données d'accélérogrammes (Bernard et Zollo, 1987). L'inversion des données de nivellement conduit à une assez bonne adéquation entre données mesurées et calculées (fig. 16b). Cependant la projection en surface de la faille  $F_3$  est située très au Sud, au niveau de Sella di Conza (c'est la région ayant subi les plus fortes variations d'altitude) et ne permet pas de rendre compte du gradient rapide de dénivellée au niveau de la vallée de l'Ofanto.

### **La faille $F_{1a}$**

Nous avons fait deux séries d'essais destinés à diminuer l'amplitude de la dislocation sur la faille du segment de Monte Marzano. Dans la première série, nous avons

gardée fixe la position de la trace de la faille, donc en coincidence des traces de surface observées près de Monte Marzano. Dans la seconde série d'essais, nous avons laissé libre ce paramètre.

Dans ce dernier cas, on trouve des solutions donnant un déplacement de la trace de 4 km vers l'Est, donc très incompatibles avec les ruptures de Monte Marzano. En laissant libres le pendage et la profondeur, on peut trouver des solutions avec un hypocentre plus profond et à peu près le même pendage. Ces solutions n'améliorent pas la relation avec le moment sismique associé à notre modèle très supérieur à celui donné par la sismologie. Nous avons cherché à diminuer l'amplitude de la dislocation sur  $F_{1a}$  en introduisant une faille supplémentaire de même orientation, pendage et profondeur, centrée sur les traces de surface de San Gregorio Magno, mais ce modèle n'a pas apporté de modification significative de la dislocation sur  $F_{1a}$ .

La solution calculée pour une dislocation de 200 cm donne un pendage de  $58^\circ$ , quasiment inchangé (ce paramètre est donc confirmé par les données géodésiques) et une largeur de la faille de 18 km, soit une profondeur de 16 km.

### La faille $F_2$

Nous avons calculé le modèle définitif pour la faille  $F_2$  en plaçant son extrémité supérieure Nord sur la position la plus orientale possible des compatible avec la localisation du choc (Bernard et Zollo, 1987). L'arête supérieure de cette faille est localisée à la base de l'extrémité Est de la plate forme carbonatée campano-lucanienne, à l'axe des vallées du Muro et de Picerno et approximativement dans l'axe des villages de Muro Lucano et Picerno. En tout état de cause, il apparait que la rupture s'est développée sur cette faille depuis sa partie supérieure, déclenchée par la variation de contrainte imposée par l'extrémité SE de la faille  $F_{1a}$  proche.

### D) Modèle définitif et discussion

Notre modèle définitif est détaillé dans la table 5 et dans les figures 12a et 12b (carte des failles, graphique des données et du modèle).

Ce modèle ne permet pas de résoudre complètement les problèmes qui étaient posés,

en particulier l'amplitude de la dislocation de  $F_{1a}$  et la position de  $F_3$  mais permet de quantifier et discuter les différences avec les paramètres issus des autres études. Les figures 13a à 13e montrent la contribution de chaque faille au modèle définitif. La figure 14 montre les données et modèle pour la ligne 82 non corrigée et nous constatons que le modèle est toujours valide avec les données non corrigées.

### **Le segment Nord de la rupture principale**

Nous avons calculé l'effet individuel du segment Nord sur les données de nivellement pour tester la possibilité qu'il ait une influence sur les points situés au Sud de Grottaminarda et afin de chercher à modéliser certaines valeurs assez "bruitées" voire anormalement (jusqu'à +8.9 cm.) des points 81-140 à 81-152. Nous avons constaté qu'avec une longueur de faille  $F_{1d}$  de 15 km et une dislocation de 30 cm l'effet est faible au niveau de la ligne. L'orientation de la ligne et son pendage sont mal contraints et tous les essais d'inversion ont conduit à des divergences du calcul.

### **Relation entre paramètres des failles et moment sismique**

La table 6 résume les relations entre les failles de notre modèle final et les moments sismiques associées à chaque séquence du séisme.

### **Calcul de la carte des déformations pour la zone du séisme**

Nous avons calculé pour la zone du séisme une carte d'isodéformation. Le gradient de déformation pouvant être important dans certaines zones, il n'est pas absurde d'imaginer qu'une telle carte soit comparée avec les observations de terrain, comme par exemple des déviations de cours d'eau ou ruisseaux qui permettraient de confirmer ou d'infirmer notre modèle et l'ensemble des autres hypothèses sur le séisme. Il serait également intéressant d'obtenir des informations sur d'éventuelles fractures et

leur localisation à l'intérieur de deux canalisations souterraines qui traversent la région de la faille  $F_1$ , l'une vers le Nord du segment des Monte Picenti et l'autre sous Sella di Conza, à travers le segment central de la haute vallée du Sele. Pour la première et si la faille sismogénique  $F_{1c}$  est assez profonde, comme nous le pensons, il ne devrait pas y avoir de rupture; en revanche, une étude détaillée de la seconde permettrait peut-être de mieux comprendre le mécanisme de rupture du segment central. Les variations du niveau d'eau dans ces deux aqueducs (variations absolues d'altitude), s'ils sont encore en fonctionnement devrait également apporter une précieuse information.

## V) CONCLUSION

Dans ce travail, nous avons cherché à rendre compte par des dislocations de failles des données géodésiques obtenues lors de deux campagnes de nivellement en 1959 et 1981, après qu'un séisme important eût dévasté la région. Nous mettons en évidence l'existence de solutions en assez bon accord avec l'ensemble des autres données disponibles tant structurales que sismologiques. Un tel résultat n'était pas évident a priori, car:

- notre modèle de calcul de déformations est valable pour des dislocations dans un milieu uniforme et homogène, et nous savons, sur la base des connaissances structurales et également des inhérogénéités de vitesse de propagation (Bernard et Zollo, 1987) dans la région, que cette hypothèse est très approximative.
- le choc est complexe et les ruptures ne se sont pas nécessairement faites sur une surface plane ni avec une amplitude uniforme sur toute leur surface.
- l'intervalle de temps entre 1959 et le séisme est suffisamment long pour que des déformations relativement importants du sol aient pu avoir lieu avant le séisme, comme on peut en juger avec les données brutes de la ligne 82. C'est peut être ainsi qu'il faut interpréter l'absence de ruptures de surface dans la haute vallée du Sele, une partie de la déformation ayant été obtenue de manière asismique avant le séisme (mais l'amplitude importante de la dislocation sur ce segment limite une telle interprétation, car on ne peut pas imaginer un mouvement asismique aussi important en seulement 22 ans et nous retenons comme vraisemblable le mouvement cosismique, sans rupture d'une faille préexistante, ayant son arête supérieure située à

---

quelques kilomètres de profondeur).

En définitive, et malgré les évidentes hétérogénéités locales du milieu, notre modèle rend relativement bien compte des observations. Ceci démontre qu'un modèle simple peut être suffisant pour décrire des phénomènes observés, aussi complexes que ceux mis en jeu dans un tel séisme.

Nous avons également pu mettre en évidence une subsidence de la région d'Eboli, qu'il serait souhaitable de confirmer sur la bases de données indépendantes, par exemple des mesures du niveau de la mer.

L'étude des données post-sismiques, qui a permis de confirmer l'anomalie du point 81-97 devrait également permettre de mieux comprendre les mouvements du sol dans cette région, mais une analyse qualitative des données brutes montre que l'intervalle de temps de 4 ans entre les deux dernières campagnes est insuffisant pour que d'éventuel mouvements post-sismiques soient décelés sinon interprétés de façon significative (contrairement à ce qui est observé après les séismes importants des zones de subduction où des déformations post-sismiques sont mesurables dans les années qui suivent le séisme, mais les temps de récurrence des séismes, dans un rapport moyen de dix entre ces deux cas expliquent peut-être la lenteur de réajustements post-sismiques éventuels en Irpinia).

Enfin d'éventuelles données hydrographiques ou hydrogéologiques seront utiles à pour apporter des éventuels éléments nouveaux aux modèles.

---

**REFERENCES**

- Arca, S. & Marchioni, A., 1983. I movimenti verticali del suolo nelle zone della Campania e della Basilicata interessate dal sisma del Novembre 1980. *Boll. Geod. Sci. Affini XLII*, 125-135.
- Arca, S., Bonasia, V., Gaulon, R., Pingue, F., Ruegg, J.C. & Scarpa, R., 1983. Ground movements and faulting mechanism associated to the November 23, 1980 Southern Italy earthquake. *Boll. Geod. Sci. Affini XLII*, 137-147.
- Bernard, P. & Zollo, A., 1987. The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: detailed analysis of a complex normal fault (in press).
- Bollettinari, G & Panizza, M., 1981. Una "faglia di superficie" presso San Gregorio Magno in occasione del sisma del 23-XI-1980 in Irpinia. *Rend. Soc. Geol. It. 4*, 135-136 (in Italian).
- Briole, P., 1984. Modélisation de séismes à partir de données géodésiques. Rapport de D.E.A., Université Paris VI.
- Briole, P., De Natale G., Gaulon, R., Pingue, F. & Scarpa, R., 1986. Inversion of geodetic data and seismicity associated with the Friuli earthquake sequence (1976-1977). *Annales Geophysicae 4*, 481-492.
- Cinque, A., Lambiase, S. & Sgrosso, I., 1981. Su due faglie nell'alta valle del Sele legate al terremoto del 23.XI.1980. *Rend. Soc. Geol. It. 4*, 127-129 (in Italian).

---

Crosson, R.S., Martini, M., Scarpa, R. & Key, S.C., 1986. The Southern Italy earthquake of 23rd November 1980: An unusual pattern of faulting. *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 381-394.

Crosson, R.S., Martini, M., Scarpa, R. & Key, S.C., 1986. Reply to R. Westaway, s "Comment on 'The Southern Italy earthquake of 23rd November 1980: An unusual pattern of faulting'. *Bull. Seism. Soc. Am.* 77, 1075-1077.

Del Pezzo, E., Iannacone, G., Martini, M. & Scarpa, R., 1983. The 23rd November 1980 Southern Italy earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 187-200.

Deschamps, A. & King, G.C.P., 1983. The Campania-Lucania (southern Italy) earthquake of 23rd November 1980. *Earth Planet. Sci. Lett.* 62, 296-304.

Deschamps, A & King, G.C.P., 1984. Aftershocks of the Campania-Lucania (Italy) earthquake of 23 November 1980. *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 2483-2517.

Gars, G., 1983. Etudes sismotectoniques en Méditerranée centrale et orientale: I. La neotectonique de l'Appenin méridional et le séisme (23 Nov 1980) de l'Irpinia (Italie). II. Les failles activées par les séismes (Fev.-Mars 81) de Corinthe (Grèce). Thesis, Université de Paris Sud, Centre d'Orsay (in french).

Gasparini, C., Iannacone, G., Scandone, P. & Scarpa, R., 1982. Seismotectonics of the Calabrian arc. *Tectonophys.* 117, 59-78.

Kanamori, H. & Anderson, D.L., 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.* 65, 1073-1095.

---

Mansinha, L. & Smylie, D.E., 1971. The displacement field of inclined faults. *Bull. Seism. Soc. Am.* 61, 1433-1440.

Martini, M. & Scarpa, R., 1983. Earthquakes in Italy in the last century. In : *Earthquakes: Observation, theory and interpretation*, H. Kanamori and E. Boschi, eds., LXXXV Corso, 519-529 *Soc. Italiana di Fisica, Bologna*.

Ortolani, F., 1975. Assetto strutturale dei Monti Picentini, della valle del Sele e del gruppo di Monte Marzano - Monte Ognà (Appennino meridionale): Implicazioni idrogeologiche. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 94, 209-230 (in Italian).

Salvioni, G., 1951. *Manuale de livellazione*. I.G.M. Firenze.

Savage, J.C., 1980. Dislocation in seismology. In : *Dislocation in solids*. Ed. Nabarro J. R. N., North Holland Publ. Co., 251-339.

Tarantola, A. & Valette, B., 1982. Generalized nonlinear inverse problem solved using the least squares criterion. *Rev. Geophys. Space Phys.* 20, 219-232.

Westaway, R.W.C. & Jackson, J., 1984. Surface faulting in the southern Italian Campania-Basilicata earthquake of 23 November 1980. *Nature* 312, 436-438.

Westaway, R.W.C. & Jackson, J., 1987. The earthquake of 1980 November 23 in Campania-Basilicata (southern Italy). *Geoph. Journ. Roy. Astr. Soc.* 90, 375-443.

Westaway, R.W.C., 1987. Comment on "The Southern Italy earthquake of 23 November 1980: An unusual pattern of faulting" by R.S. Crosson, M. Martini, R. Scarpa,

and S.C. Key. Bull. Seism. Soc. Am. 77, 1071-1074.

$$t = \pm 2.5 \sqrt{l} \text{ mm} \quad (1)$$

$$E = \pm 2 \sqrt{L} \text{ mm} \quad (2)$$

t: tolérance sur la différence des mesures avant et arrière entre deux repères successifs.

l: distance entre les deux repères (en km.).

E: tolérance sur l'erreur de fermeture d'un circuit.

L: longueur du circuit (en km.).

Lors de la campagne de 1981, les erreurs de fermeture obtenues ont été:

circuit 1 (Sella di Conza - Grottaminarda - Avellino - Sella di Conza):

$$e_1 = -3.99 \text{ mm.}$$

circuit 2 (Sella di Conza - Eboli - Potenza - Sella di Conza):

$$e_2 = -13.79 \text{ mm.}$$

Les tolérances correspondantes calculées par (2) sont:

$$E_1 = \pm 26.11 \text{ mm.}$$

$$E_2 = \pm 31.00 \text{ mm.}$$

La précision des mesures de 1958-1959 n'est pas précisée par Arca et Marchioni. Elle est conforme aux normes de haute précision alors en vigueur (Salvioni, 1951).

**Table 1: Critères pour le nivellement de haute précision (d'après Arca et Marchioni, 1983).**

TABLE 2

## IRPINIA DONNEES GEODESIQUES

Numero du point  
 Altitude en 1981  
 Altitude en 1958  
 Altitude en 1985  
 Coordonnee EW UTM  
 Coordonnee NS UTM  
 Dnivellee 1981-1958  
 Dnivellee 1985-1981  
 Distance progressive

## Ligne 81 (Potenza - Grottaminarda)

## Partie Sud (Potenza - Sella di Conza)

N.53	674.8001	674.8001	.0000	568.2341	4497.9758	.0	.0	0
N.53'	.0000	.0000	.0000	568.2341	4497.9758	.0	.0	0
1	726.3813	726.3799	.0000	567.9927	4498.6829	.1	.0	89
2	749.5463	749.5404	.0000	568.7381	4499.3682	.6	.0	216
3	753.1264	753.1204	.0000	568.0298	4499.7626	.6	.0	326
4	781.6656	781.6671	.0000	567.6691	4500.6845	-.2	.0	431
5	808.4703	808.4643	.0000	567.5955	4501.0230	.6	.0	471
6	830.4838	830.4726	.0000	567.2198	4501.0196	1.1	.0	516
7	870.1724	870.1504	.0000	566.8885	4501.2942	1.2	.0	577
8	928.3179	928.3056	.0000	566.5824	4501.3839	1.2	.0	670
9	981.3210	.0000	.0000	565.7559	4501.9008	.0	.0	752
10	1037.1614	1031.1614	.0000	564.9983	4502.6034	.0	.0	858
11	1085.9174	1085.9082	.0000	564.0346	4502.7184	.9	.0	984
12	1122.5360	1122.5346	.0000	563.3962	4503.2372	.2	.0	1071
13	1119.6163	.0000	.0000	562.4772	4503.6303	.0	.0	1213
14	1083.9455	1083.9252	.0000	562.4483	4504.2777	2.1	.0	1290
15	1034.0405	1034.0253	.0000	560.4935	4505.0633	1.5	.0	1392
16	963.3025	963.2940	.0000	560.7491	4505.3738	.9	.0	1525
17	895.5651	.0000	.0000	560.3192	4506.2954	.0	.0	1657
18	851.9571	.0000	.0000	559.4027	4506.4422	.0	.0	1741
19	796.4561	.0000	.0000	559.0490	4506.6553	.0	.0	1837
20	760.3802	760.3651	.0000	558.6968	4506.6833	1.5	.0	1907
21	726.7159	726.6926	.0000	558.2932	4507.2660	2.3	.0	2024
22	712.1336	712.1211	.0000	557.6798	4507.6930	1.3	.0	2131
23	713.9128	713.8893	.0000	556.9513	4507.8415	2.3	.0	2204
24	674.2175	674.1953	.0000	556.5295	4507.7766	2.1	.0	2320
25	606.7041	606.6890	.0000	556.1081	4507.6501	1.5	.0	2446
26	543.4574	.0000	.0000	556.5257	4508.2700	.0	.0	2566
27	491.1087	.0000	.0000	555.6135	4507.8931	.0	.0	2667
28	489.0659	.0000	.0000	554.8937	4506.8701	.0	.0	2799
29	442.4613	442.4419	.0000	553.6550	4506.1826	1.9	.0	2944
30	439.1547	439.1414	.0000	552.3436	4505.7723	1.3	.0	3035
31	430.7868	430.8168	.0000	552.2782	4505.0626	-3.0	.0	3154
32	405.5023	.0000	.0000	551.3432	4504.5010	.0	.0	3269
33	394.6893	.0000	.0000	550.4043	4504.4946	.0	.0	3345
34	374.8075	.0000	.0000	549.6053	4504.6434	.0	.0	3466
35	359.5864	359.7325	.0000	548.0754	4505.2809	-14.6	.0	3620
35'	357.0004	.0000	.0000	548.0754	4505.2809	.0	.0	3620
36	343.0702	343.1516	.0000	546.7812	4505.7968	-8.1	.0	3792
37	336.3148	336.4150	.0000	545.8421	4505.8527	-10.0	.0	3881
38	349.5355	349.6547	.0000	544.9718	4506.1865	-11.9	.0	4014
39	356.1487	356.2737	.0000	544.7548	4507.1412	-12.5	.0	4137
40	358.2262	358.3601	.0000	544.0018	4507.5067	-13.4	.0	4234
41	371.2954	371.4378	.0000	543.1292	4508.2725	-14.2	.0	4355
42	373.9508	374.0998	.0000	542.7737	4508.8872	-14.9	.0	4419
43	383.4793	383.5387	.0000	542.0199	4509.4380	-16.0	.0	4548
44	407.6684	.0000	.0000	541.6622	4510.4844	.0	.0	4662
45	425.0730	425.2158	.0000	541.4945	4511.1002	-14.3	.0	4751
46	468.6456	.0000	.0000	541.2355	4511.2838	.0	.0	4828
47	539.0997	539.2559	.0000	540.9551	4511.0972	-15.6	.0	4960
48	582.9676	583.1199	.0000	541.0466	4511.5295	-15.2	.0	5029
49	634.8905	635.0614	.0000	540.7878	4511.6822	-17.1	.0	5119
50	704.4425	704.6372	.0000	540.4819	4511.8656	-19.5	.0	5221

51	684.9186	685.2613	.0000	539.4969	4511.8911	-34.3	.0	5315
52	735.1968	.0000	.0000	538.3923	4512.3787	.0	.0	5411
53	699.6899	699.9955	.0000	537.9195	4513.1163	-30.7	.0	5511
53A	699.8790	.0000	699.8659	537.9195	4513.1163	.0	-1.3	5511
54	709.6579	.0000	709.6524	537.3303	4513.7301	.0	-.6	5608
55	722.3250	722.6792	722.3108	537.0228	4514.2836	-35.4	-1.4	5705
56	769.0906	769.4405	769.0812	536.6477	4514.2817	-35.0	-.9	5806
57	837.8549	.0000	837.8462	536.3889	4514.4655	.0	-.9	5945
58	884.1146	.0000	.0000	536.1982	4515.1121	.0	.0	6040
58'	886.8102	887.1767	.0000	536.1982	4515.1121	-36.7	.0	6040
58A	884.3021	.0000	884.2940	536.1982	4515.1121	.0	-.8	6040
59'	931.4470	931.7867	.0000	536.3374	4515.4212	-34.0	.0	6168
59A	929.1602	.0000	929.1504	536.3374	4515.4212	.0	-1.0	6168
60	980.2986	980.6640	980.2863	536.3827	4515.7298	-36.5	-1.2	6267
61N	1036.9955	.0000	.0000	535.8168	4516.4363	.0	.0	6267
62	1104.6304	1105.0240	1104.6113	535.0189	4516.6791	-40.0	-1.9	6492
63	1116.6484	1117.0401	1116.6306	534.6403	4517.4483	-39.2	-1.8	6583
64	1100.9354	.0000	1100.8972	534.3086	4518.2485	.0	-3.8	6672
64'	1102.3145	1102.7140	.0000	534.3086	4518.2485	-39.9	.0	6672
65	1094.3169	.0000	.0000	534.5866	4518.9282	.0	.0	6738
65A	1094.5073	.0000	1094.4785	534.5866	4518.9282	.0	-2.9	6738
66	1071.8430	1072.1556	1071.8318	534.9573	4519.7934	-31.3	-1.1	6873
67	1034.8006	1035.1644	1034.7831	534.3691	4520.3457	-36.4	-1.8	6952
68	972.8960	973.1903	972.8850	534.1333	4520.6838	-29.4	-1.1	7069
68'	946.7745	.0000	.0000	534.5072	4520.8706	.0	.0	7119
69'	933.6891	934.1143	.0000	533.5948	4520.6505	-42.5	.0	7190
69	931.8853	.0000	931.8758	533.5948	4520.6505	.0	-1.0	7190
70'	885.4811	886.8050	.0000	533.3589	4521.0195	-32.4	.0	7277
70	884.4155	.0000	884.4049	533.3589	4521.0195	.0	-1.1	7277
71	832.8392	.0000	832.8317	532.8194	4521.2021	.0	-.8	7373
72	790.7998	791.1630	790.7918	533.1229	4521.4193	-36.3	-.8	7465
73	746.3460	746.7262	746.3374	532.7471	4521.6644	-38.0	-.9	7567
74	706.3313	706.6989	.0000	532.0200	4521.9387	-36.8	.0	7648
74A	706.4884	.0000	706.4865	532.0200	4521.9387	.0	-.2	7648
75	667.6866	668.2740	.0000	531.3887	4521.7201	-58.7	.0	7724
76	656.6482	657.2417	656.6493	529.4706	4521.1572	-59.4	.1	7846
77	671.2322	671.8270	671.2338	529.4705	4521.1880	-59.5	.2	7962
78	690.7210	691.3496	691.7271	528.3233	4521.0910	-62.9	.6	8084
79	691.8443	692.4595	691.8535	526.9408	4521.3017	-61.5	.9	8202
80	695.8489	.0000	695.8628	526.0980	4521.2370	.0	1.4	8306
80'	695.3259	696.0345	.0000	526.0980	4521.2370	-70.9	.0	8306
N.881	698.2841	699.0222	.0000	525.5601	4521.0193	-73.8	.0	8435
81A	698.4720	.0000	698.4856	525.5601	4521.0193	.0	1.4	8435

Partie Nord (Sella di Conza - Grottaminarda)

82	656.7688	657.4865	656.7790	526.4014	4521.5156	-71.8	1.0	119
83	611.8408	612.4689	611.8521	527.3595	4522.0742	-62.8	1.1	234
84	584.0538	584.5922	584.0644	526.3974	4522.6257	-63.8	1.1	312
85	540.9866	.0000	540.9940	526.3739	4522.6565	.0	.7	445
86	496.9659	497.6633	.0000	526.3963	4522.9341	-69.7	.0	553
86A	497.1549	.0000	497.1679	526.3963	4522.9341	.0	1.3	553
87	470.0311	470.7144	470.0422	526.3244	4523.3964	-68.3	1.1	669
88	455.3049	455.9913	455.3138	526.0170	4524.2587	-68.6	.7	765
89	428.5974	429.1224	.0000	526.1304	4525.3076	-52.6	.0	893
89A	428.7812	.0000	428.7927	526.1304	4525.3076	.0	1.2	893
90	420.2727	.0000	420.2884	526.4321	4526.0179	.0	1.6	979
91''	412.9991	413.2551	.0000	526.8105	4524.9400	-25.6	.0	0
92	459.1089	.0000	.0000	526.7348	4526.4508	.0	.0	1098
92A	459.2755	.0000	459.2930	526.7348	4526.4508	.0	1.8	1098
93	487.4641	.0000	.0000	526.7326	4527.0675	.0	.0	1184
93D	489.0186	489.1153	489.0412	526.7326	4527.0675	-9.8	2.3	1184
94	535.6651	535.6631	535.6673	527.0095	4528.1170	.2	.2	1316
95'	569.0386	.0000	.0000	527.3135	4528.1798	.0	.0	1414
95	566.7254	566.6809	566.7404	527.3135	4528.1798	4.5	1.5	1414
96	593.0620	592.9768	593.0781	527.8500	4528.6135	8.5	1.6	1479
97	636.1599	636.4222	.0000	527.7774	4529.2300	-26.2	.0	1585
97'	637.2763	.0000	637.2451	527.7774	4529.2300	.0	-3.1	1585
98	675.7659	675.8974	675.7656	527.4238	4529.9688	-13.2	.0	1699
99	708.9469	708.8815	708.9618	528.3573	4530.5274	6.5	1.5	1796
100	744.3076	744.3585	744.3168	528.8936	4530.9612	-5.1	.9	1922
101	773.9963	774.0890	773.9924	528.1892	4531.6677	-9.3	-.4	2026
102	799.8755	799.9540	.0000	527.4625	4532.1275	-7.9	.0	2119
102A	800.0528	.0000	800.0618	527.4625	4532.1275	.0	.9	2119
103	793.3154	793.3903	.0000	526.9204	4533.2974	-7.5	.0	2263
103A	793.5000	.0000	793.5030	526.9204	4533.2974	.0	.3	2263
104	820.5990	820.6127	820.6079	526.9644	4534.0376	-1.4	.9	2373
105	832.5903	832.5652	832.5936	527.3589	4534.8409	2.5	.3	2469
106	843.1604	843.1554	843.1745	527.4267	4535.4579	.5	1.4	2546

107	855.0683	855.0706	855.0806	527.1906	4536.1046	-.2	1.2	2620
108	865.9069	865.9124	865.9185	527.0009	4536.8440	-.6	1.2	2686
109	873.1865	.0000	.0000	526.3683	4537.3043	.0	.0	2836
109A	873.3744	.0000	873.3920	526.3683	4537.3043	.0	1.8	2836
110	909.8033	909.8154	.0000	527.0675	4537.8002	-1.2	.0	2931
111	<del>897.1279</del>	<del>897.1326</del>	<del>.0000</del>	<del>526.3734</del>	<del>4538.7235</del>	<del>-.5</del>	<del>.0</del>	<del>3049</del>
112	881.7680	881.8161	.0000	526.5005	4539.5251	-4.8	.0	3142
113	847.5095	847.5424	.0000	526.1232	4540.5105	-3.3	.0	3244
114	816.2726	.0000	.0000	525.9801	4541.3426	.0	.0	3335
115	759.8375	.0000	.0000	524.9972	4541.9252	.0	.0	3483
116	705.1418	.0000	.0000	524.4363	4542.0466	.0	.0	3573
117	691.5486	691.5264	.0000	524.3412	4542.5397	2.2	.0	3645
118	690.4885	690.4889	.0000	523.8727	4543.0007	-.1	.0	3771
119	690.6113	690.5974	.0000	522.6576	4543.3053	1.4	.0	3921
120	734.1015	734.0854	.0000	522.4237	4543.4279	1.6	.0	4010
121	818.5867	818.5712	.0000	521.7702	4543.3334	1.6	.0	4158
122	850.2796	.0000	.0000	521.2808	4543.0236	.0	.0	4248
122'	852.1714	852.1518	.0000	521.2808	4543.0236	1.0	.0	4248
123	824.7228	.0000	.0000	520.6276	4542.8059	.0	.0	4323
123'	825.6380	825.6311	.0000	520.6276	4542.8059	.7	.0	4323
124	848.3260	.0000	.0000	520.5828	4542.1273	.0	.0	4439
125	854.8408	854.8256	.0000	519.9768	4541.7247	1.5	.0	4539
126	812.9743	.0000	.0000	518.4128	4541.4431	.0	.0	4668
127	774.2323	774.2262	.0000	518.0380	4541.8739	.6	.0	4747
128	740.2258	.0000	.0000	517.5472	4542.0269	.0	.0	4814
129	694.3807	.0000	.0000	516.2376	4542.8874	.0	.0	4968
130	668.3106	668.3172	.0000	516.6563	4543.5667	-.7	.0	5055
131	635.7165	.0000	.0000	515.9783	4543.9969	.0	.0	5178
132	610.8971	610.8997	.0000	516.0471	4544.5830	-.3	.0	5248
133	590.9787	.0000	.0000	516.5829	4545.0776	.0	.0	5380
134	620.2147	620.2134	.0000	516.8394	4545.2016	.1	.0	5467
135	679.3995	679.3941	.0000	516.6744	4545.8796	.5	.0	5583
136	703.4709	703.4829	.0000	516.6026	4546.6812	-1.2	.0	5684
137	675.1081	.0000	.0000	515.9252	4546.9264	.0	.0	5808
138	644.6742	644.6831	.0000	515.2018	4546.9249	-.9	.0	5876
139	611.2171	611.2258	.0000	514.5022	4546.6459	-.9	.0	5990
140	606.9338	606.9580	.0000	513.5918	4546.7984	-2.4	.0	6097
141	619.3087	619.2741	.0000	512.6105	4547.4134	3.5	.0	6238
142	565.9913	565.9389	.0000	512.4708	4547.2590	5.2	.0	6335
143	535.3660	.0000	.0000	511.9569	4547.5665	.0	.0	6400
144	520.0036	.0000	.0000	511.1398	4547.7811	.0	.0	6496
145	481.9242	.0000	.0000	510.3462	4547.9341	.0	.0	6599
146	419.5303	.0000	.0000	509.6925	4548.2416	.0	.0	6718
146'	421.2150	.0000	.0000	509.6925	4548.2416	-2.3	.0	6718
147	387.7429	387.7454	.0000	508.7838	4547.1611	-.3	.0	6830
148	382.9224	382.8334	.0000	508.7609	4546.8219	8.9	.0	6907
149	346.0755	345.9934	.0000	508.7612	4546.5135	8.2	.0	7031
150	350.5409	350.4993	.0000	507.5946	4546.2346	4.2	.0	7161
151	370.1287	370.0871	.0000	506.9176	4546.4498	4.2	.0	7270
152	382.9711	382.9403	.0000	505.9138	4546.7265	3.1	.0	7359
N.48	421.1920	.0000	.0000	505.1669	4546.8801	.0	.0	7469

Ligne 79 (Grottaminarda - Foggia)

0	440.6478	440.6200	.0000	505.0035	4546.8492	2.8	.0	0
1	399.9472	399.9310	.0000	504.9330	4547.5892	1.6	.0	0
2	373.3587	373.3540	.0000	504.7926	4548.2059	.5	.0	0
3	319.0482	319.0228	.0000	504.4888	4549.0075	2.5	.0	0
4	325.6904	325.6656	.0000	505.4686	4549.1623	2.5	.0	0
5	363.4085	363.3942	.0000	506.1448	4549.5329	1.4	.0	0
6	437.7456	437.7547	.0000	506.9139	4550.3662	-.9	.0	0
7	500.9683	500.9884	.0000	506.9598	4551.1064	-2.0	.0	0
8	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	0
9	576.0900	576.1150	.0000	506.7482	4552.9565	-2.5	.0	0

Ligne 81 (Battipaglia - Potenza)

?	.0000	.0000	.0000	499.9859	4495.0728	-8.7	.0	9999
?	.0000	.0000	.0000	500.4795	4494.5178	-8.2	.0	9999
?	.0000	.0000	.0000	501.3491	4494.5796	-8.2	.0	9999
?	.0000	.0000	.0000	502.0072	4494.6722	-7.8	.0	9999
?	.0000	.0000	.0000	504.9675	4496.1229	-7.7	.0	9999
8	97.8549	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	0
9	99.6516	99.7216	.0000	506.7300	4496.0009	-7.0	.0	12
10	93.8812	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	98
11	96.6695	96.7465	.0000	508.3759	4495.1084	-7.7	.0	210
12	93.5648	93.6348	.0000	509.4576	4494.6163	-7.0	.0	341

12	60.0635	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	416
13	68.6042	68.6712	.0000	509.6229	4493.9690	-6.7	.0	455
14	63.4915	.0000	.0000	510.4222	4493.8775	-6.5	.0	588
15	80.8021	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	683
16	87.9482	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	805
17	102.2391	102.2391	.0000	512.6560	4493.4493	-5.0	.0	926
18	125.4993	125.5433	.0000	512.9389	4492.9256	-4.4	.0	1031
19	154.2625	154.3155	.0000	513.5032	4492.8958	-5.3	.0	1115
20	190.4314	190.4794	.0000	513.6200	4493.2968	-4.8	.0	1197
21	231.7574	231.8014	.0000	514.3020	4493.1748	-4.4	.0	1303
22	253.9591	254.0071	.0000	515.2428	4492.8991	-4.8	.0	1427
23	254.0932	254.1272	.0000	516.0192	4492.6232	-3.4	.0	1517
24	287.7703	287.8073	.0000	516.5850	4491.9152	-3.7	.0	1632
25	311.7736	311.8076	.0000	516.9621	4491.5152	-3.4	.0	1690
25	317.6316	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	1703
26	362.5898	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	1801
27	389.1394	389.1634	.0000	518.3736	4491.2102	-2.4	.0	1867
28	450.2659	450.2789	.0000	519.1724	4491.4898	-1.3	.0	1995
29	484.8200	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	2126
30	451.5106	451.5106	.0000	521.2410	4491.6804	0.0	.0	2245
31	476.0068	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	2372
32	403.3257	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	2455
33	350.6886	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	2528
34	266.8730	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	2640
35	232.5376	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	2755
36	226.9080	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	2858
37	244.5587	244.5467	.0000	527.8967	4491.2398	1.2	.0	2952
38	258.4455	258.4355	.0000	528.5790	4491.1190	1.0	.0	3021
39	218.0104	217.9954	.0000	529.4019	4491.1530	1.5	.0	3135
40	259.3993	259.3823	.0000	530.0834	4491.2483	1.7	.0	3224
41	254.5519	254.5369	.0000	531.2360	4491.1605	1.5	.0	3348
42	256.0919	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	3418
43	231.2723	231.2603	.0000	532.7198	4490.6118	1.2	.0	3517
44	188.6124	188.5984	.0000	534.1082	4490.4022	1.4	.0	3659
45	195.9044	195.8894	.0000	534.8628	4489.9740	1.5	.0	3766
46	202.2634	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	3849
47	192.8603	192.8483	.0000	536.2072	4489.1786	1.2	.0	3959
47	197.9771	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	3978
48	210.3118	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	4070
49	278.8588	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	4186
50	355.8517	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	4295
51	391.1623	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	4442
52	414.7983	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	4571
52	408.4395	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	4597
53	448.3861	448.3621	.0000	535.2455	4493.5836	2.4	.0	4736
54	501.1073	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	4865
55	425.5205	425.5045	.0000	537.2878	4494.1486	1.6	.0	5006
56	431.7178	431.6978	.0000	538.0868	4494.1835	2.0	.0	5097
57	383.0675	383.0535	.0000	538.6723	4494.5873	1.4	.0	5186
58	348.1080	348.0940	.0000	539.0990	4493.9112	1.4	.0	5286
59	302.5793	302.5653	.0000	539.3077	4494.4365	1.4	.0	5378
60	232.9564	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	5485
61	285.2277	285.2197	.0000	540.3881	4494.5964	.8	.0	5573
62	292.8007	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	5687
63	269.8510	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	5801
64	352.5195	352.5315	.0000	542.7635	4494.3322	-1.2	.0	5915
65	397.7058	397.7218	.0000	543.0680	4494.5189	-1.6	.0	6000
66	385.2209	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	6094
67	398.6996	398.7286	.0000	544.3337	4495.1123	-2.9	.0	6173
68	460.2610	460.3070	.0000	545.1320	4495.2404	-4.6	.0	6258
69	534.1954	534.2494	.0000	545.7148	4496.0149	-5.4	.0	6373
70	600.4550	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	6481
71	688.9033	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	6608
72	727.4566	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	6669
73	816.8014	816.8704	.0000	548.3638	4497.0184	-6.9	.0	6789
74	825.9636	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	6873
75	803.8131	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	6974
76	789.2911	789.3921	.0000	550.4734	4497.7725	-10.1	.0	7061
77	725.1717	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	7181
78	684.5511	684.6191	.0000	552.0934	4497.9378	-6.8	.0	7279
79	616.7267	616.7907	.0000	552.4932	4497.8790	-6.4	.0	7380
80	549.1312	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	7479
81	484.4724	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	7572
82	530.5085	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	7663
83	583.9462	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	7770
84	631.3722	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	7866
85	678.8178	678.8718	.0000	555.3809	4498.1774	-5.4	.0	7959
86	721.9401	721.0211	.0000	556.0875	4497.9360	-8.1	.0	8048
87	772.5108	772.5498	.0000	556.7942	4497.6947	-3.9	.0	8137
88	820.6996	820.7616	.0000	557.5507	4497.0838	-6.2	.0	8246
89	858.7829	858.8049	.0000	558.3792	4496.3193	-2.2	.0	8386

90	800.7589	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	8506
91	788.3494	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	8584
92	795.3466	795.3706	.0000	561.1333	4495.7555	-2.4	.0	8711
93	787.7652	787.7852	.0000	562.0224	4496.2254	-2.0	.0	8822
94	776.5068	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	8930
95	800.4729	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	9022
96	752.6778	752.6848	.0000	563.8704	4497.2278	-.7	.0	9115
97	713.7204	.0000	.0000	.0000	.0000	0.0	.0	9208
98	691.7589	691.7579	.0000	565.9112	4497.6157	-.1	.0	9316
99	683.9247	683.9257	.0000	566.4530	4497.4663	-.1	.0	9424
100	673.1137	673.1137	.0000	567.3668	4497.7521	.0	.0	9535
N.53	674.8001	674.8001	.0000	568.2341	4497.9758	.0	.0	9641

Table 2: Données compensées des mesures de nivellement de 1959, 1981 et 1985. Les points sont repérés en coordonnées UTM. Pour les différences 1981 - 1959, la compensation est faite en fixant Potenza (N.53) et Calore (80-11). La compensation différences 1985 - 1981 a été calculée en fixant Eboli (82-8) et le point extrême remesuré sur la ligne CZT2 (bifurcation pour Avellino, CZT2-61).

TABLE 3

Parametres utilises dans le modele initial

	F1a	F1b	F1c	F1d	F2	F3
XQ (km)	527.08	520.72	516.06	511.46	543.87	529.30
YQ (km)	4509.31	4515.67	4525.15	4537.25	4494.93	4521.90
PSI (degres)	-45.00	-45.00	-45.00	0.00	-45.00	135.00
h (km)	0.10	0.10	6.00	6.00	7.50	1.00
L (km)	5.50	3.50	6.50	7.50	10.00	10.00
D (km)	14.00	14.00	7.00	7.00	15.00	7.00
TETA (degres)	60.00	60.00	60.00	89.00	20.00	70.00
b1 (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
b2 (cm)	100.00	0.00 (ou 200.00)	225.00	30.00	45.00	40.00

Un second modele (Mi2) est calcule avec un vecteur glissement de 200 cm du segment de la vallee du Sele.

Table 3: Paramètres utilisés dans notre modèle initial (Mi1).

Les coordonnées UTM des épicentres des trois chocs principaux sont:

choc principal: 522.4 - 4514.3

choc à 20s.: 536.8 - 4502.0

choc à 40 s.: 529.7 - 4522.3

Les failles sont dénotées comme suit:

F<sub>1a</sub> : premier choc, segment de Monte Marzano

F<sub>1b</sub> : premier choc, segment de la vallée du Sele

F<sub>1c</sub> : premier choc, segment des Monte Picentini

F<sub>1d</sub> : premier choc, segment Nord

F<sub>2</sub> : choc à 20 s.

F<sub>3</sub> : choc à 40 s.

TABLE 4

Faille, param.	param.	valeur init.	mod. 1 (F3 fixe)	mod. 2 (F3 mobile)	ecart type
F1a	b2	100.0	348.7	365.5	50.0
F1b	b2	200.0	325.7	265.8	50.0
F1c	b2	225.0	81.0	147.0	50.0
F2	XQ	543.9	547.1	547.5	2.0
	YQ	4494.9	4500.7	4500.4	2.0
	b2	45.0	29.8	29.4	20.0
F3	XQ	529.3	529.3	520.3	2.0
	YQ	4521.9	4521.9	4531.0	2.0
	b2	40.0	13.5	55.9	20.0

Les autres parametres sont ceux de la table 3.

Table 4: Données initiales et finales (dans les deux cas  $F_3$  fixe ou  $F_3$  mobile) du calcul d'inversion et incertitudes sur les paramètres choisies pour le calcul. L'incertitude sur les données est supposée égale à 1.5 cm.

TABLE 5

Parametres utilises dans le modele final

	F1a	F1b	F1c	F2	F3
XQ (km)	527.08	520.72	516.06	545.20	523.50
YQ (km)	4509.31	4515.67	4525.15	4502.10	4527.80
PSI (degres)	-45.00	-45.00	-45.00	-45.00	135.00
h (km)	0.10	0.10	6.00	7.50	1.00
L (km)	5.50	3.50	6.50	10.00	5.00
D (km)	18.00	14.00	7.00	12.00	7.00
TETA (degres)	60.00	60.00	60.00	25.00	70.00
b1 (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
b2 (cm)	200.00	270.00	150.00	34.00	60.00

Table 5: paramètres de notre modèle final.

TABLE 6

Comparaison des moments sismiques deduits de notre modele et moments sismiques donnees par la sismologie (en  $10 \text{ exp}18 \text{ Nm}$ ).

Faille	Modele	Sismologie
F1A	11.9	2.5
F1C	4.1	6.2
F2	2.4	4.0
F3	1.3	3.0

Table 6: moments sismiques associés à chaque faille du modèle final. Nous prenons comme valeur moyenne de la rigidité  $3. 10^{10} \text{ N.m}^{-2}$ .

On cherche à minimiser au sens des moindres carrés la différence entre les valeurs des données de nivellement 1981-1959 et 1985-1981, ces dernières étant affectées d'un décalage constant  $z_v$  et d'un coefficient d'homothétie  $\frac{1}{x}$ .

Les inconnues sont  $x$  et  $z_v$ .

La quantité à minimiser est:  $A = \Sigma \left( u_i - \frac{v_i - z_v}{x} \right)^2$

Le calcul donne  $x = \frac{N \Sigma v_i^2 - \Sigma v_i \Sigma v_i}{N \Sigma u_i v_i - \Sigma u_i \Sigma v_i}$

et  $z_v = \frac{1}{N} \Sigma v_i - \frac{x}{N} \Sigma u_i$

$N$  étant le nombre de données à corriger.

La valeur corrigée de  $u_i$  et  $u_i' = u_i - \frac{1}{x} (v_i - z_v)$

La correction des points 81-94 à 81-100 donne les valeurs suivantes:

$x = 0.143$

$z_v = 0.878$

La valeur de  $x$  est à rapprocher du rapport des intervalle de temps entre les deux campagnes de mesure: ce rapport est égal à:

$$\frac{\Delta T_2}{\Delta T_1} = \frac{4 \text{ ans}}{22 \text{ ans}} = 0.182$$

**Table 7: Methode de correction des données de nivellement par l'utilisation des données postsismiques.**

TABLE 8

Parametres utilises dans le modele final a quatre failles

	F1a	F1c	F2	F3
XQ (km)	527.08	516.06	546.50	525.00
YQ (km)	4509.31	4525.15	4501.40	4526.30
PSI (degres)	-45.00	-45.00	-45.00	135.00
h (km)	0.10	6.00	7.50	1.00
L (km)	6.00	6.50	10.00	8.00
D (km)	20.00	7.00	12.00	8.00
TETA (degres)	60.00	60.00	25.00	60.00
b1 (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00
b2 (cm)	239.00	200.00	26.00	84.00

Table 8: parametres du Modèle 2 (pas de faille F<sub>1b</sub>).

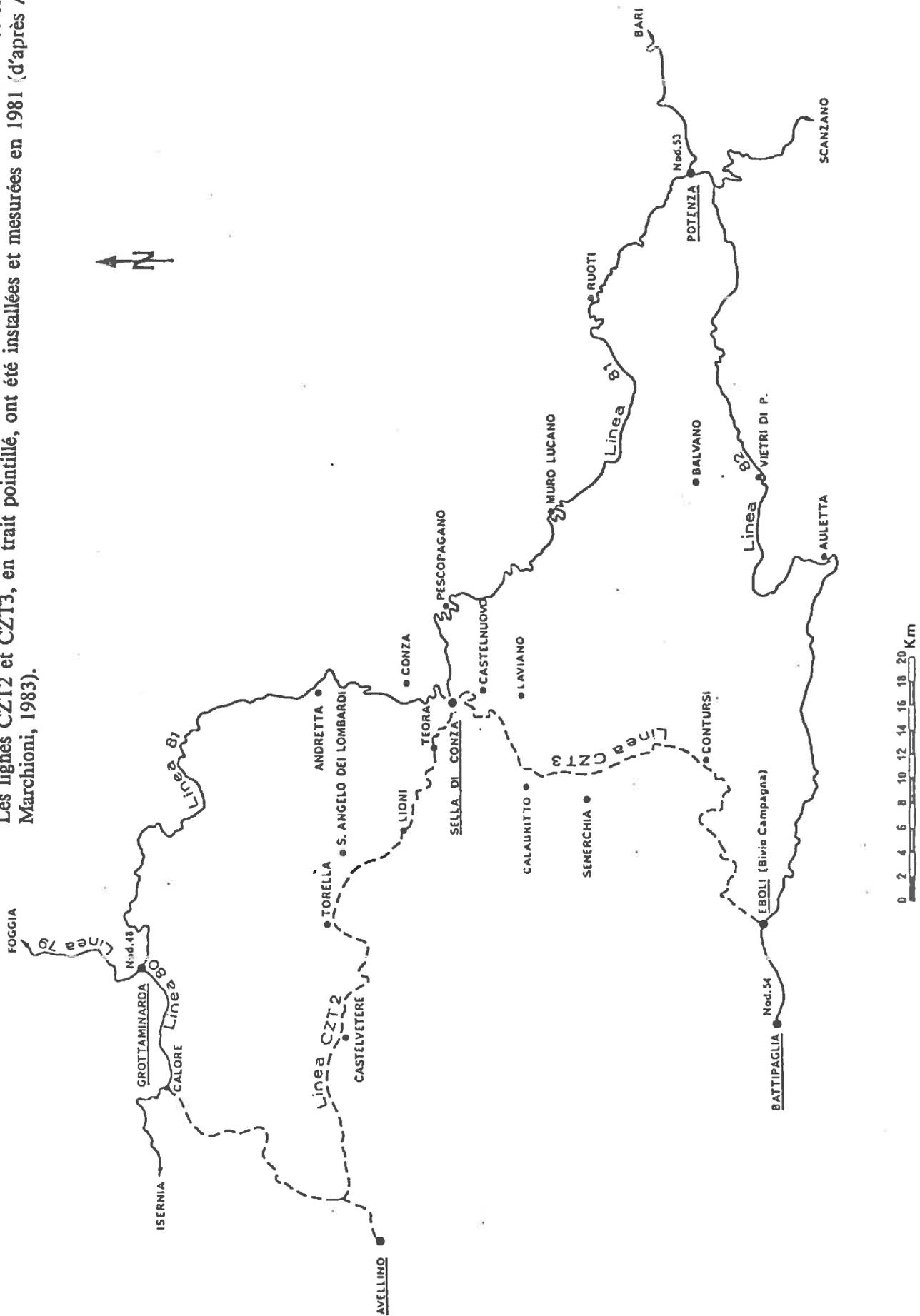
TABLE 9

Parametres utilises dans le Modele 3 (F3 orientee vers le Nord)

	F1a	F1b	F1c	F2	F3
XQ (km)	527.08	520.72	516.06	545.20	528.60
YQ (km)	4509.31	4515.67	4525.15	4502.10	4519.00
PSI (degres)	-45.00	-45.00	-45.00	-45.00	-45.00
h (km)	0.10	0.10	6.00	7.50	1.00
L (km)	5.50	3.50	6.50	10.00	5.00
D (km)	18.00	14.00	7.00	12.00	7.00
TETA (degres)	60.00	60.00	60.00	25.00	60.00
b1 (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
b2 (cm)	200.00	200.00	200.00	34.00	45.00

Table 9: paramètres du Modèle 3 (faille  $F_3$  avec pendage vers le N-E).

Figure 1: Lignes de nivellement. Les lignes en trait plein sont celles mesurées en 1959 et en 1981. Les lignes CZT2 et CZT3, en trait pointillé, ont été installées et mesurées en 1981 (d'après Arca et Marchioni, 1983).



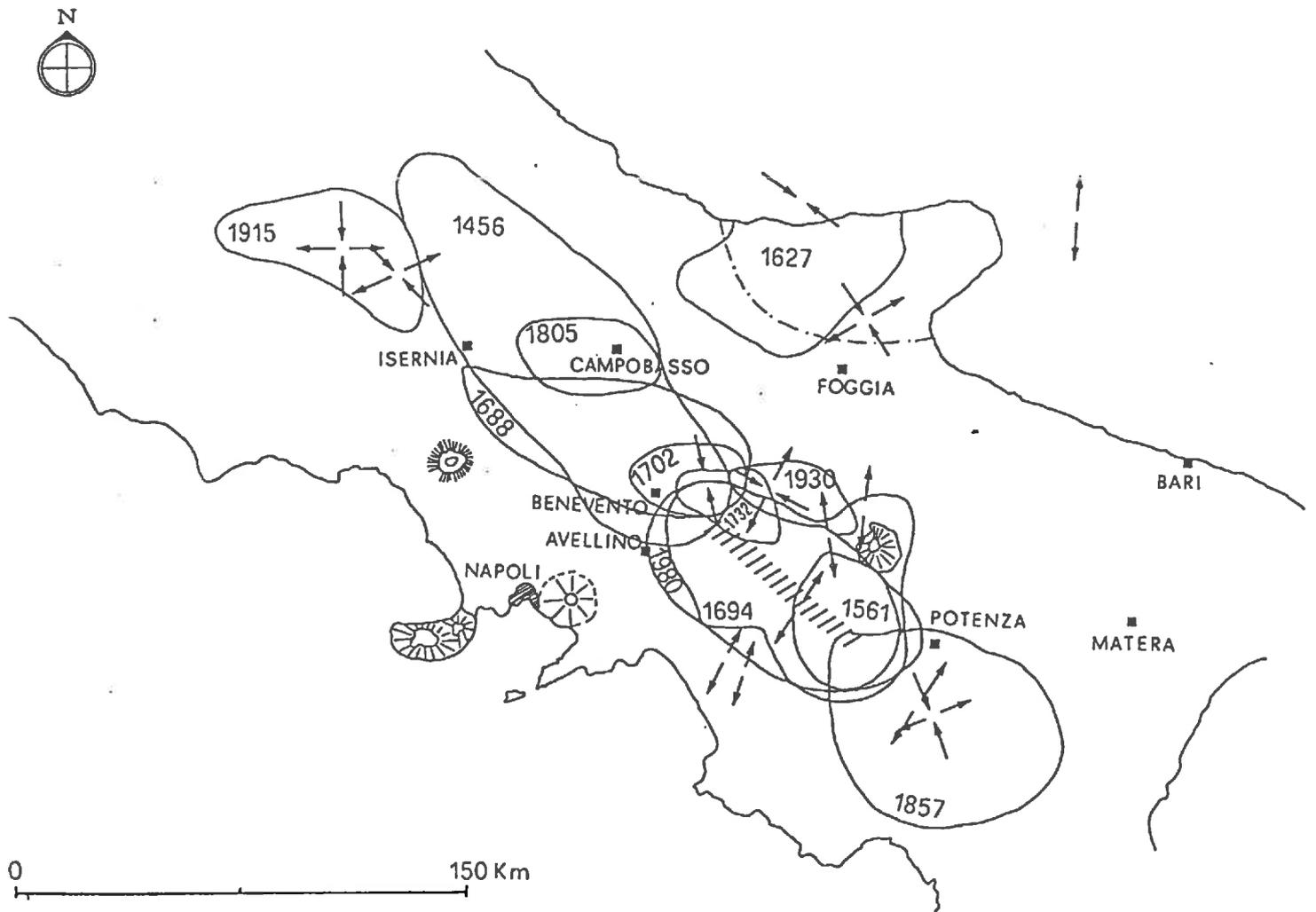
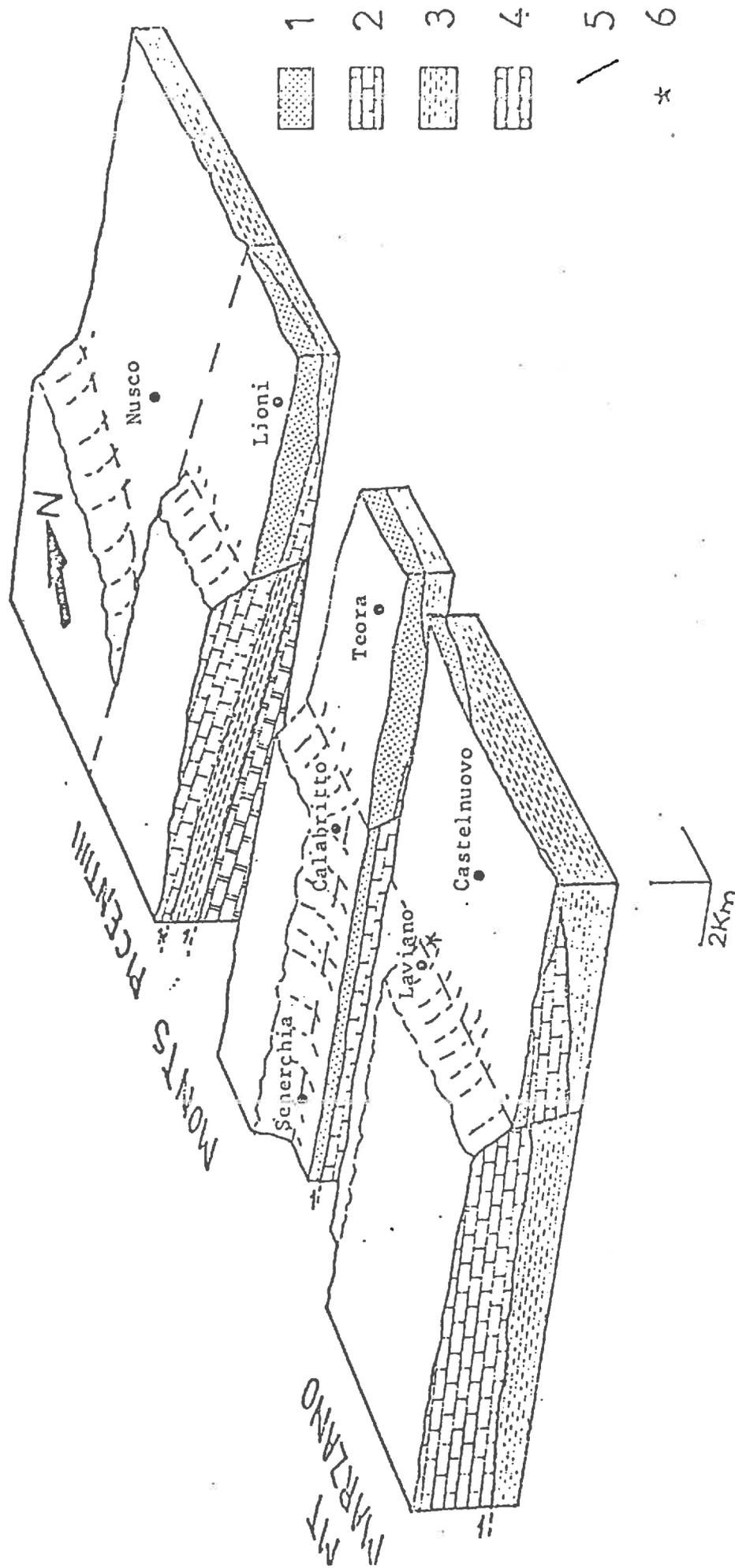


Figure 2: Situation du séisme dans l'Italie méridionale. Les axes principaux de contrainte déduits des données néotectoniques et de l'étude de mécanismes focaux sont indiqués, ainsi que les aires affectées par les principaux séismes historiques dans la région (d'après Arca *et al.*, 1983).

Figure 3: Bloc diagramme structural et lithologique de la région épiscopentrale:

- 1: unité des argiles varicolores (Crétacé-Miocène),
- 2: unité carbonatée de la plate-forme campano-lucanienne (Trias-Miocène inférieur),
- 3: unité du Lagonegro (Trias-Miocène inférieur),
- 4: unité de la plate-forme abruzzo-campanienne (Trias-Miocène moyen),
- 5: failles plio-quadernaires majeures. Epicentre du 23-11-80.

Les formations post-nappes ne sont pas représentées. La morphologie de ce secteur est réglée par les failles plio-quadernaires. Les quatre zones de la région épiscopentrale sont les Monte Picentini, Monte Marzano, haute vallée du Sele (Senerchia, Calabritto), bassin de Lioni (Lioni, Teora) (d'après Gars, 1983).



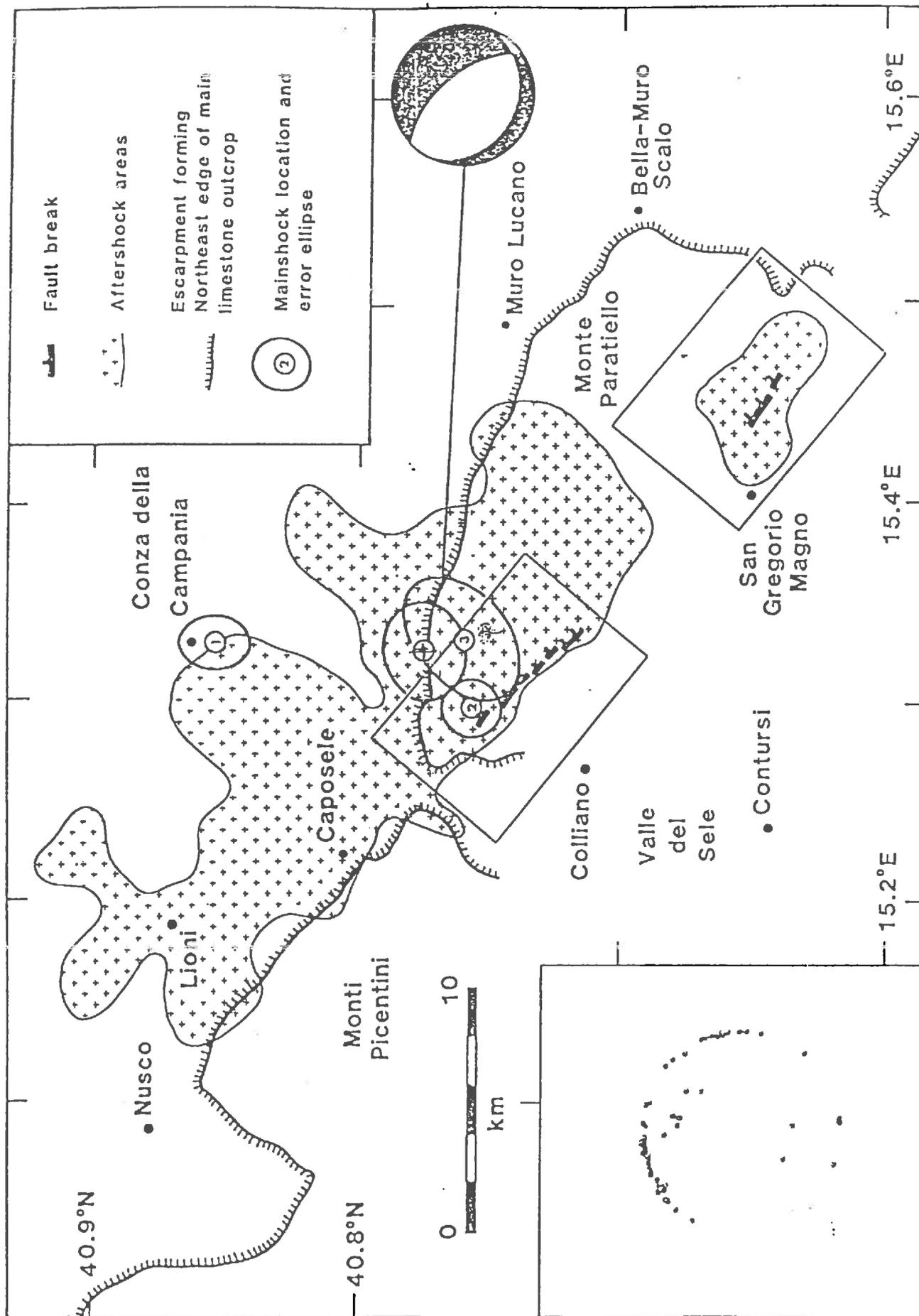


Figure 4: Carte de la zone épiscoptrale avec la position des ruptures de surface de Monte Marzano et San Gregorio Magno (d'après de Westaway et Jackson, 1987).

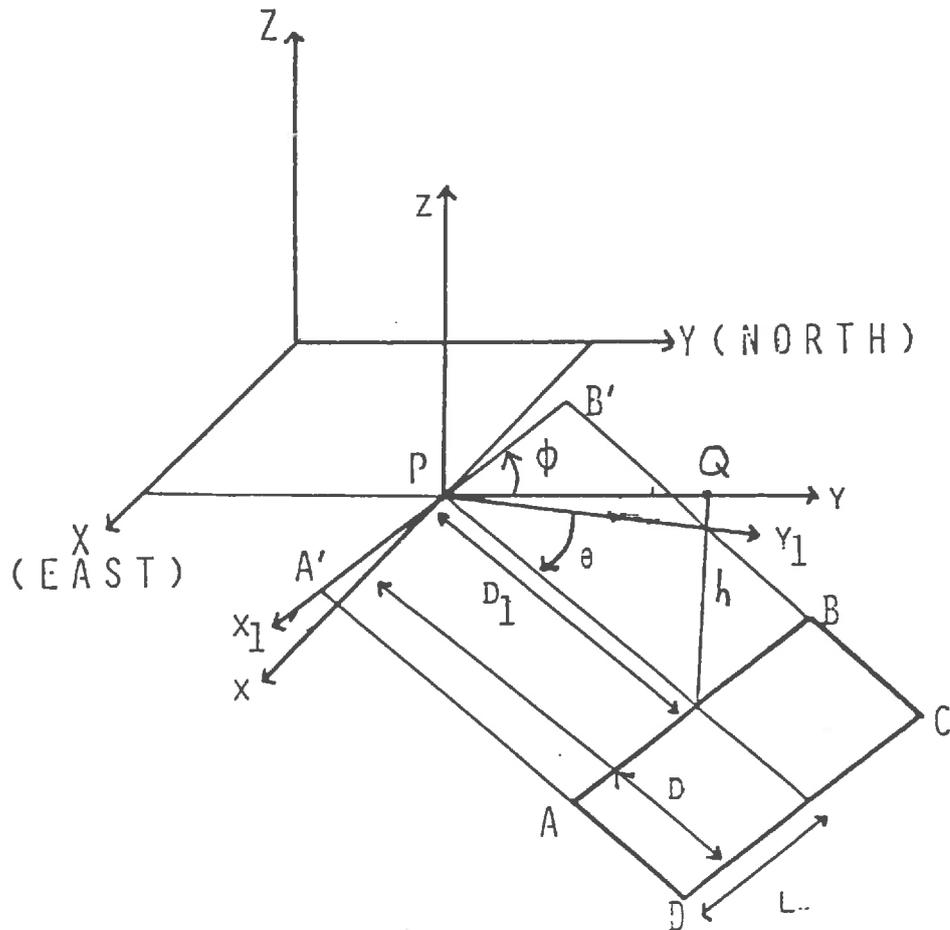


Figure 5: Paramètres décrivant une dislocation dans le modèle de Mansinha et Smylie modifié:

Q : position suivant Oz de la projection du centre de l'arête supérieure de la faille.

$X_Q$  : abscisse de Q.

$Y_Q$  : ordonnée de Q.

$\Psi$  : angle de la trace de la faille avec le Nord, mesurée avec l'orientation horaire, la ligne de plus grande pente de la faille étant à droite de l'axe orienté.

h : profondeur de l'arête supérieure de la faille.

L : demi-longueur de la faille.

D : largeur de la faille.

$\theta$  : pendage de la faille.

$b_1$  : composante "strike-slip" du vecteur de Burger (une valeur positive indique un mouvement senestre).

$b_2$  : composante "dip-slip" du vecteur de Burger (une valeur positive correspond à une faille normale).

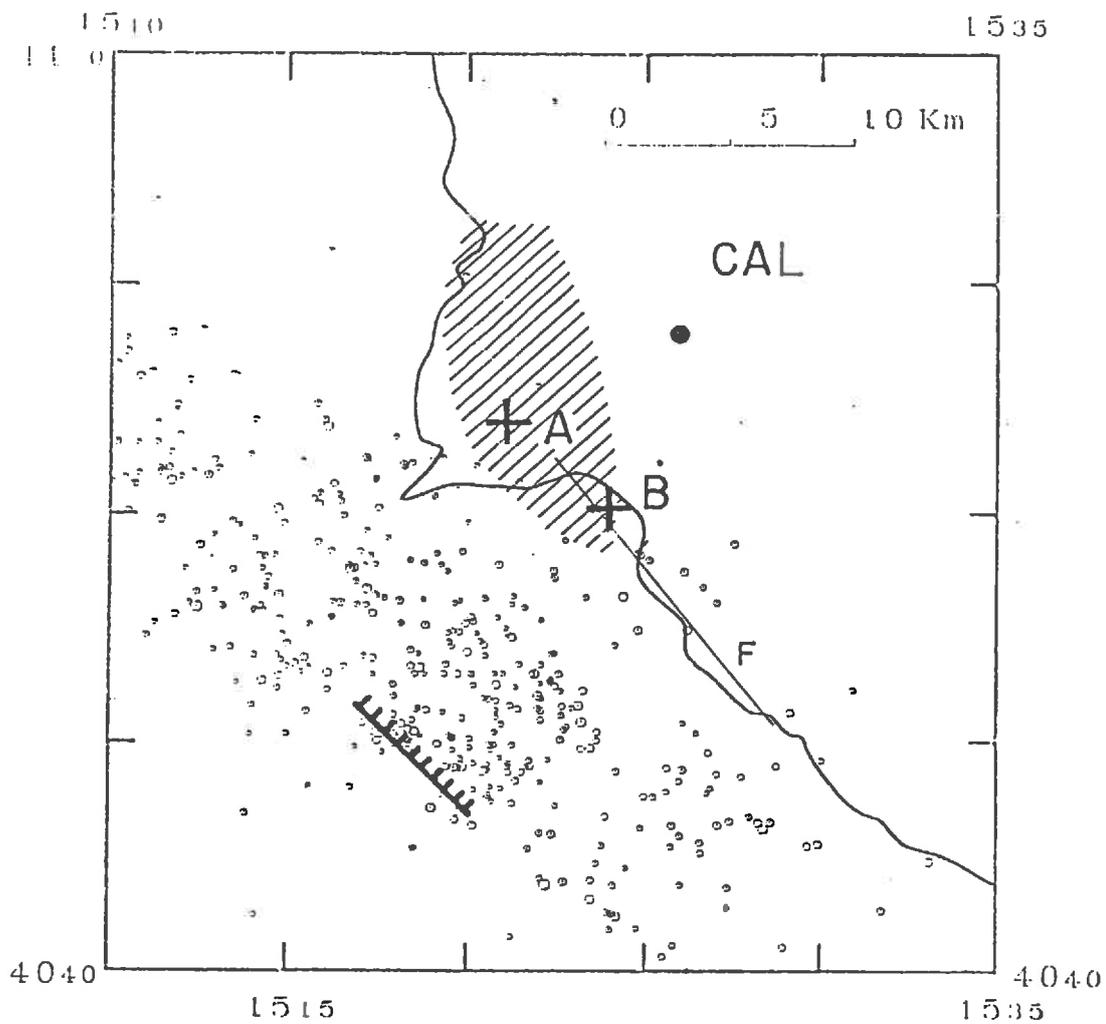


Figure 6: Position du choc à 40 s. L'hypocentre est situé dans la zone hachurée. Le point A est le point calculé. La faille F, associée à ce point décrit la rupture associée au plan focal pendant à  $70^\circ$  vers le SO avec une direction de propagation SE (d'après Bernard et Zollo, 1987)

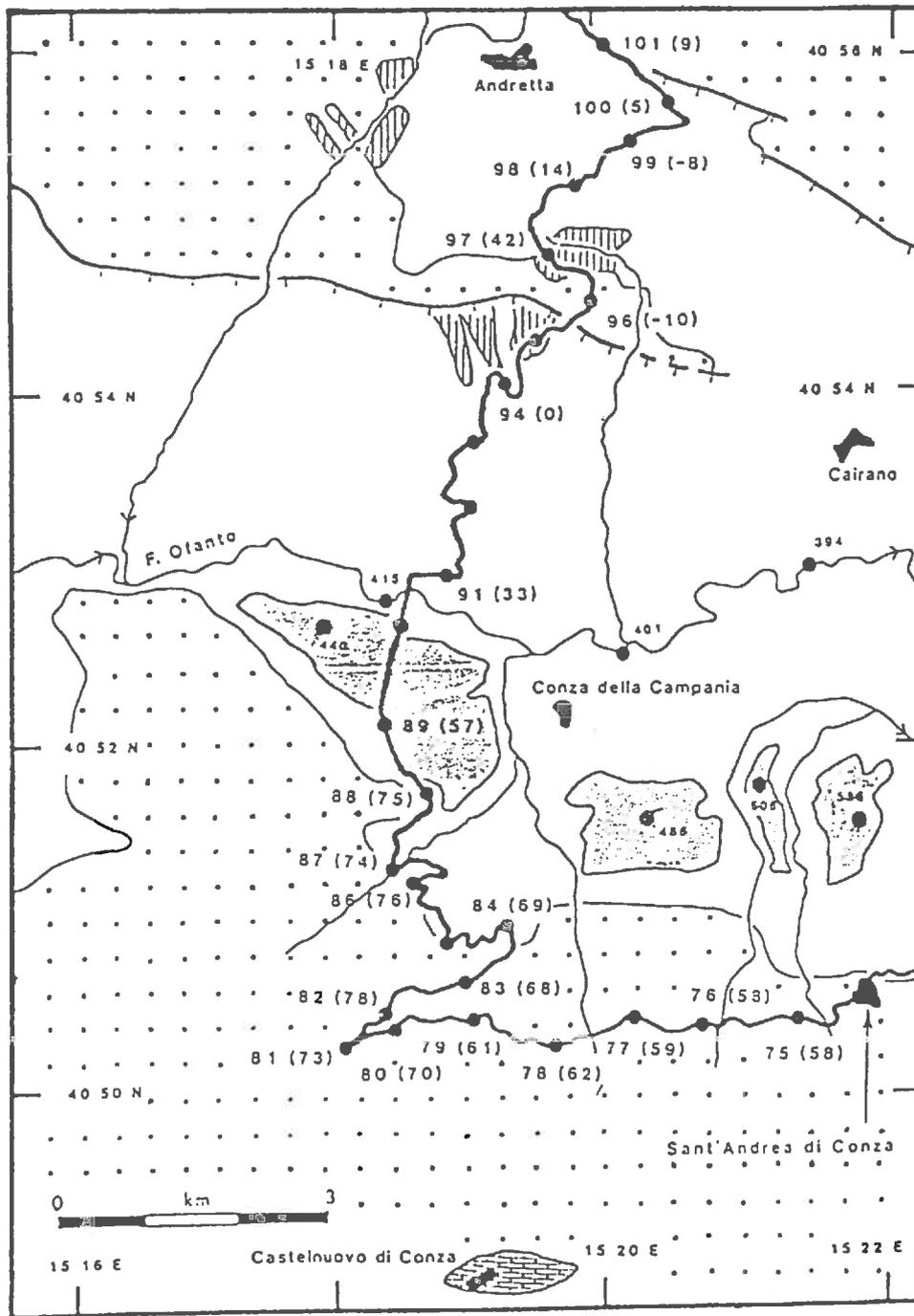


Figure 7: Carte schématique de la zone la plus déformée de la ligne de nivellement (les points sont indiqués avec la valeur de leur déplacement vers le bas). Les zones en trait hachuré vers les points 81-94 et 81-97 correspondent à des glissements de terrain (en liaison ou non avec le séisme).

Figure 8: Modèle proposé par Briole (1984) et données calculées et mesurées correspondantes.

Les principaux paramètres sont:

$F_1$  :  $L = 12.6$  km.;  $b_2 = 3.0$  m.;  $\theta = 83^\circ$ ; Surface =  $105$  km<sup>2</sup>

$F_2$  :  $L = 6.1$  km.;  $b_2 = 3.0$  m.;  $\theta = 40^\circ$ ; Surface =  $23$  km<sup>2</sup>

$F_3$  :  $L = 11.4$  km.;  $b_2 = 2.3$  m.;  $\theta = 78^\circ$ ; Surface =  $130$  km<sup>2</sup>

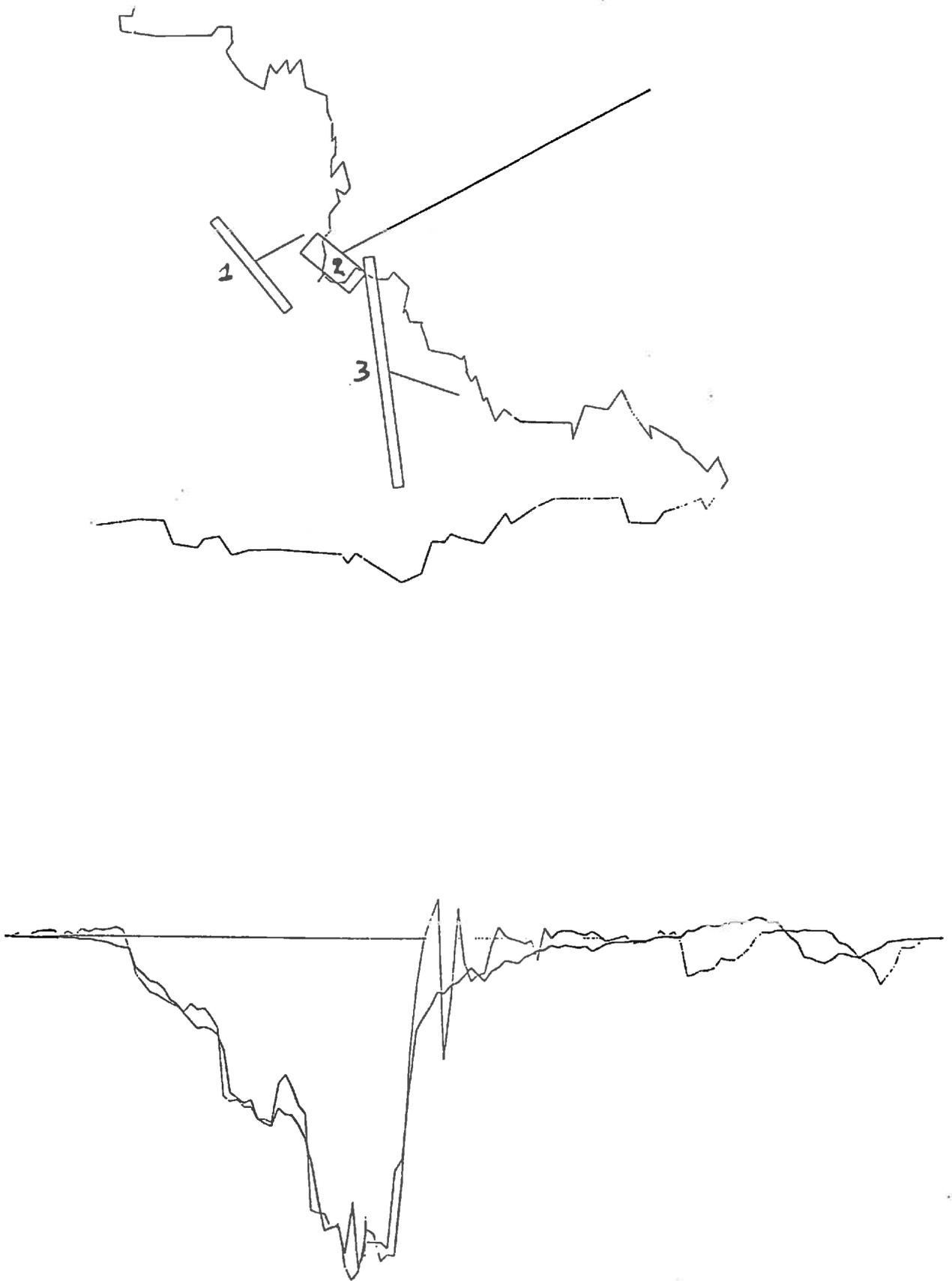
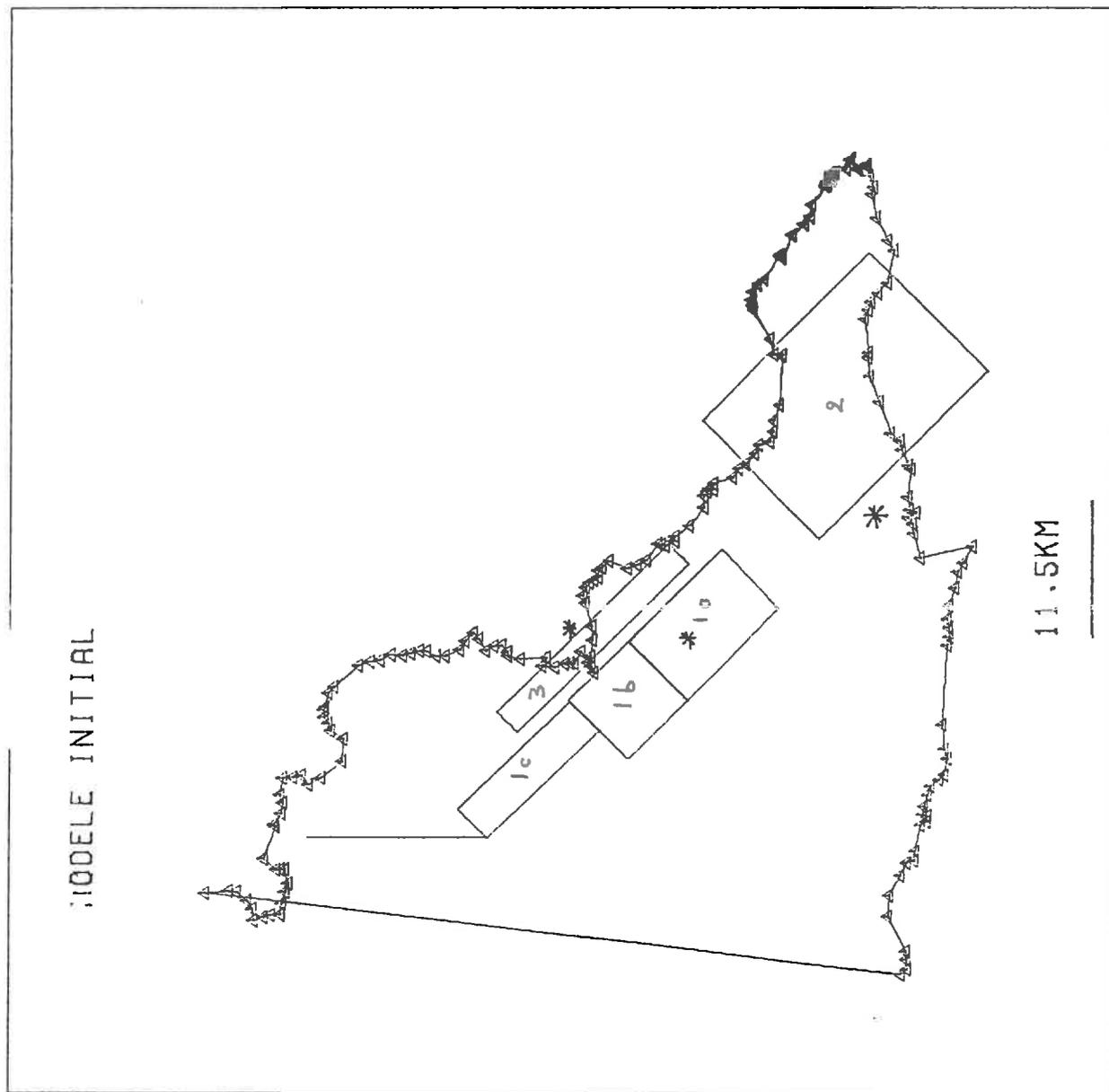


Figure 9a: Position des failles du modèle initial et des lignes de nivellement. Les étoiles indiquent les positions des épicentres des trois chocs.



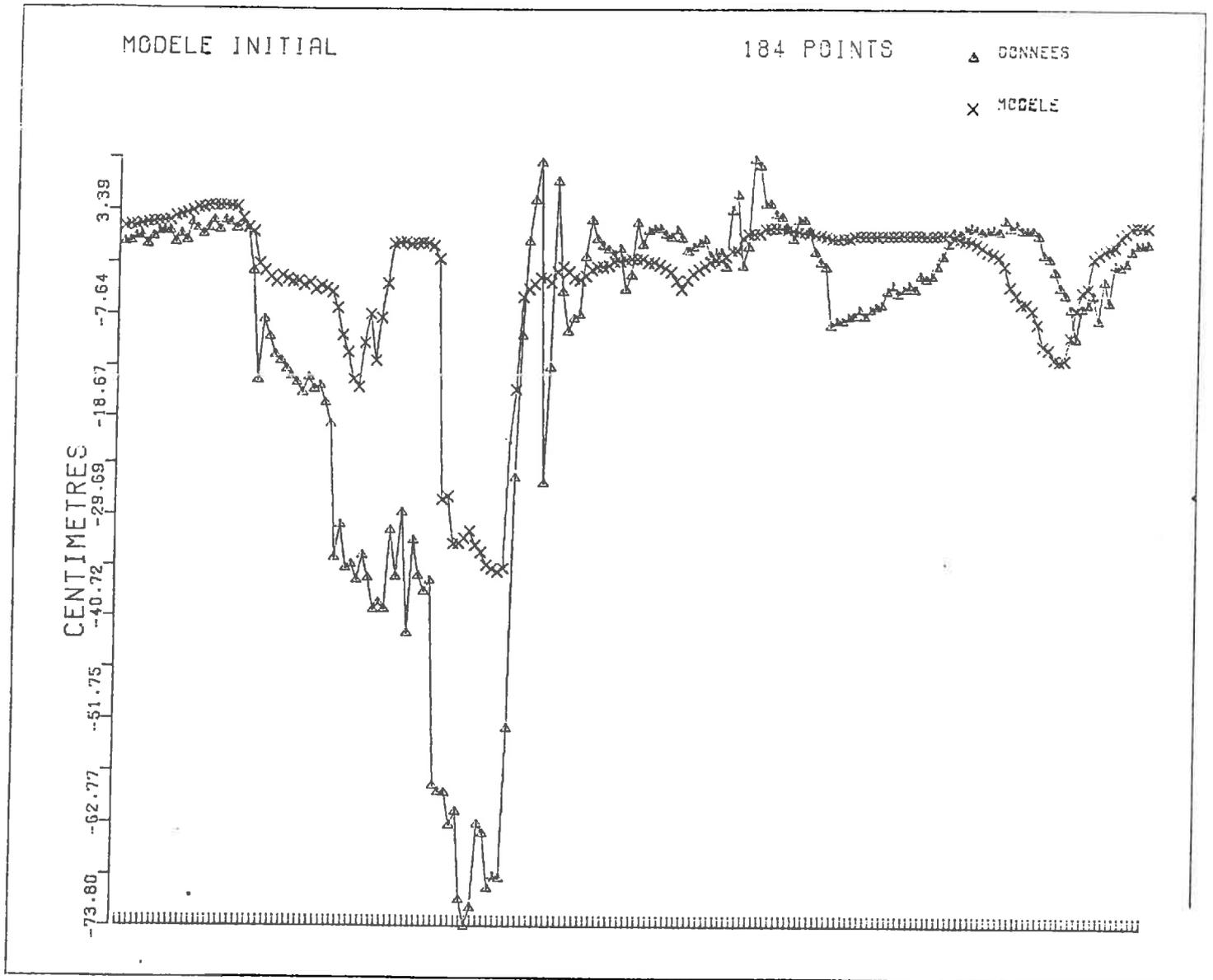


Figure 9b: Comparaison des données de nivellement et du modèle Mi1 (pas de mouvement du segment de la vallée du Sele).

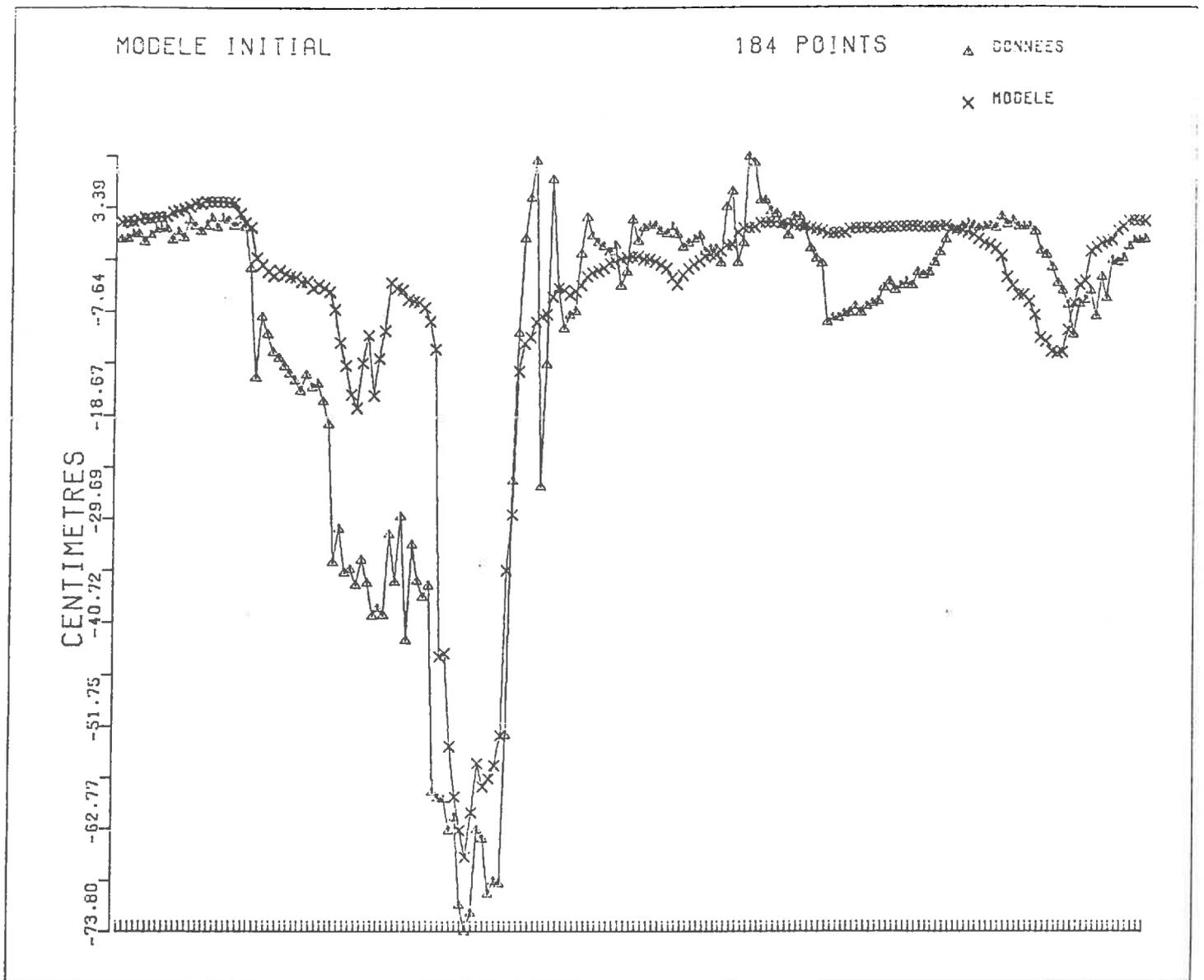


Figure 9c: Comparaison des données de nivellement et du modèle Mi2 (mouvement de 200 cm. du segment de la vallée du Sele).

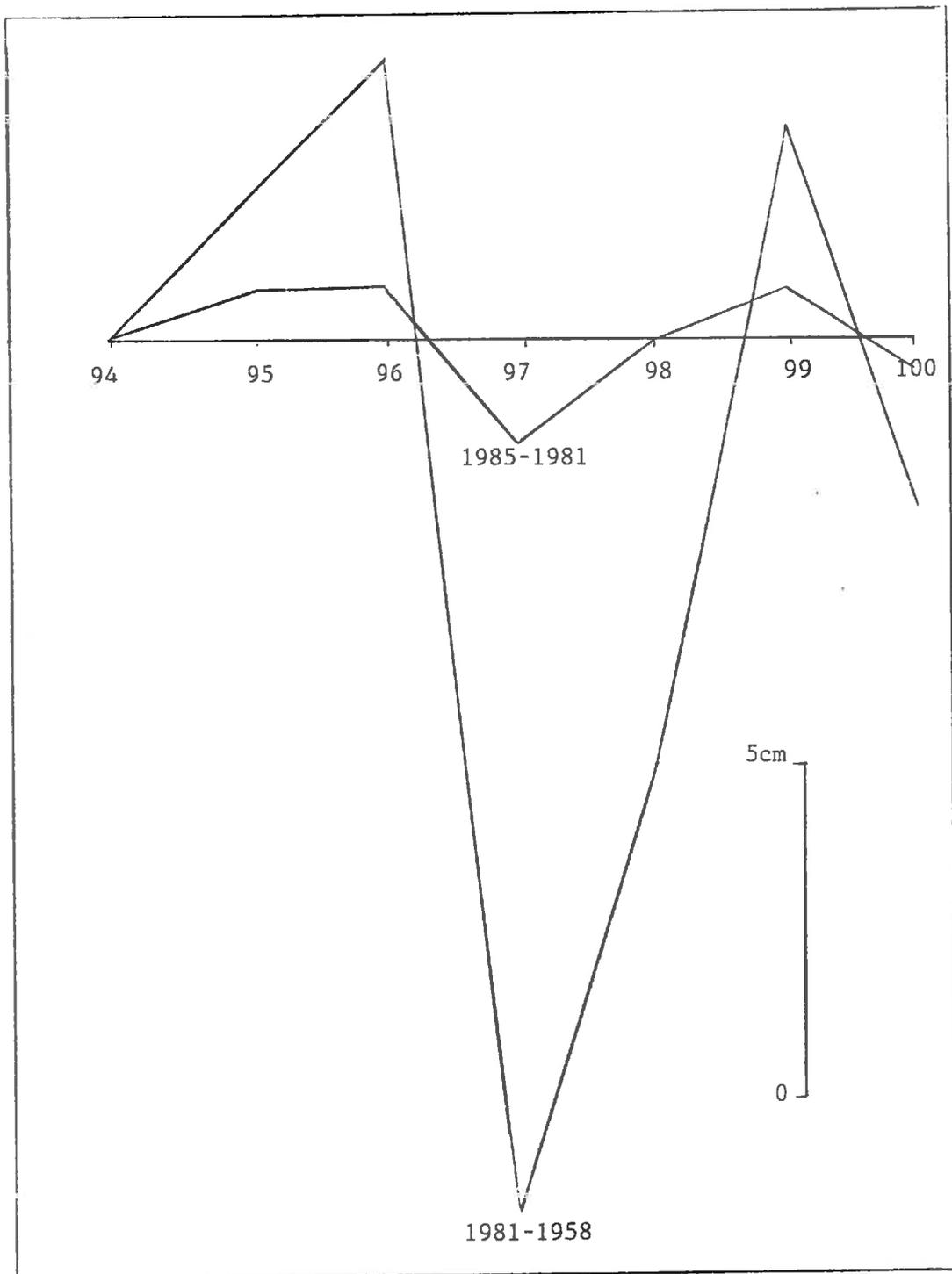
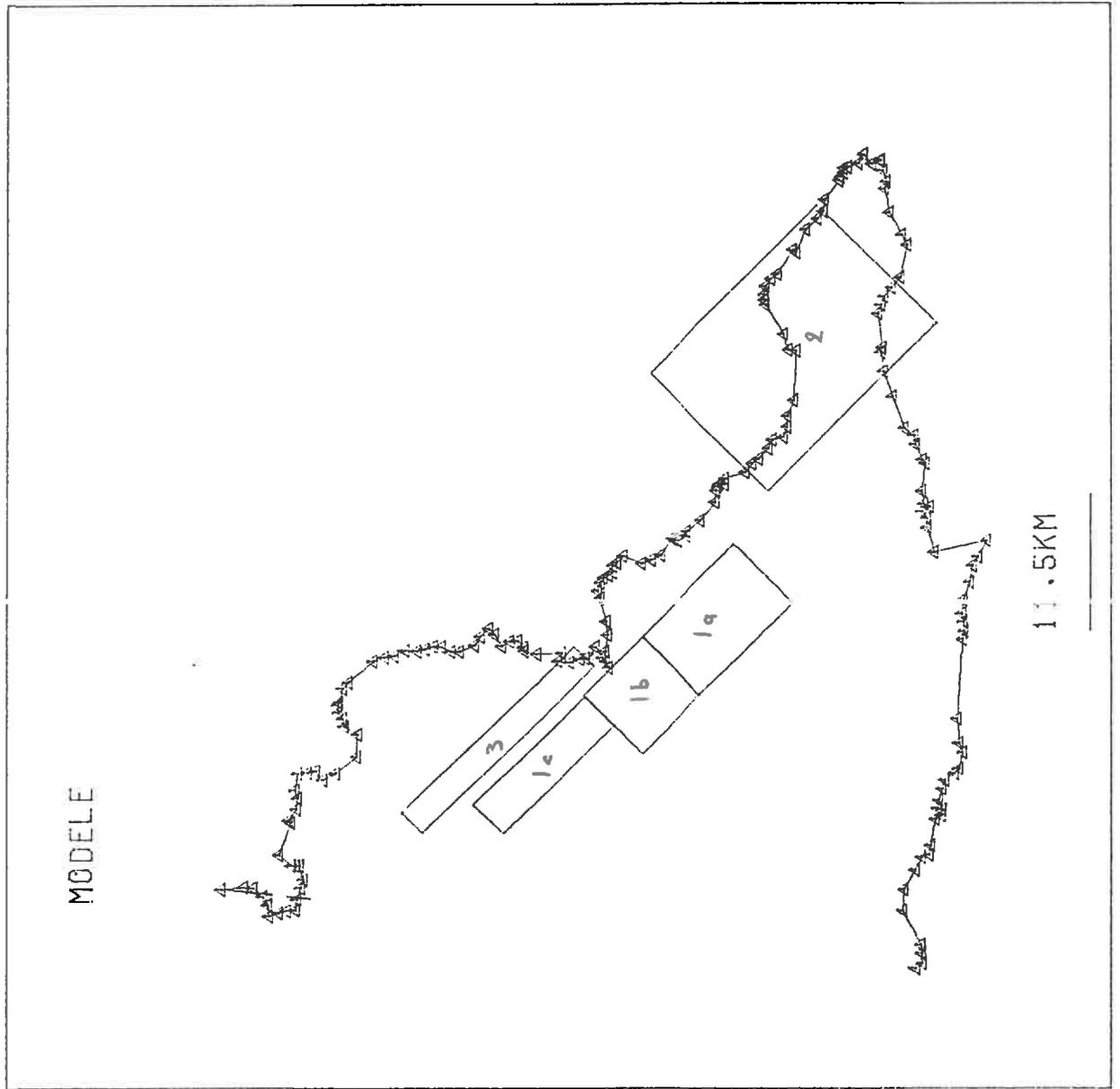


Figure 10 : Les détail des données de nivellement des deux campagnes de 1981 et 1959 entre les points 81-91 et 81-100 montrent une correspondance entre l'allure générale des deux courbes, les écarts à zéro du point 81-97 sont dans le rapport des intervalles de temps entre les mesures.

Figure 11a: Position des failles dans le second modèle (obtenu par inversion des données) en faisant varier certain paramètres (tab. 4).



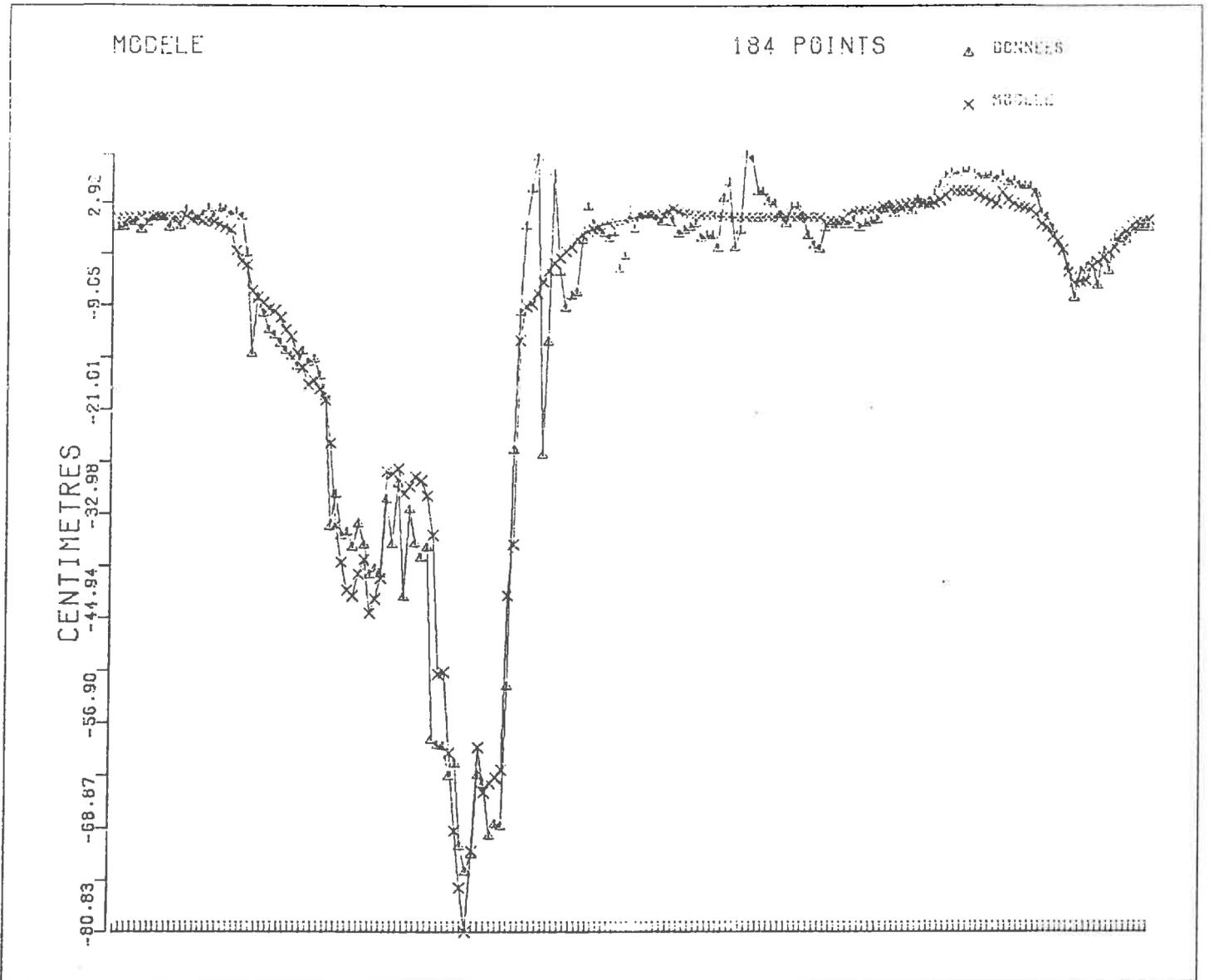


Figure 11b: Modèle et données pour le second modèle.

Figure 12: Modèle final.

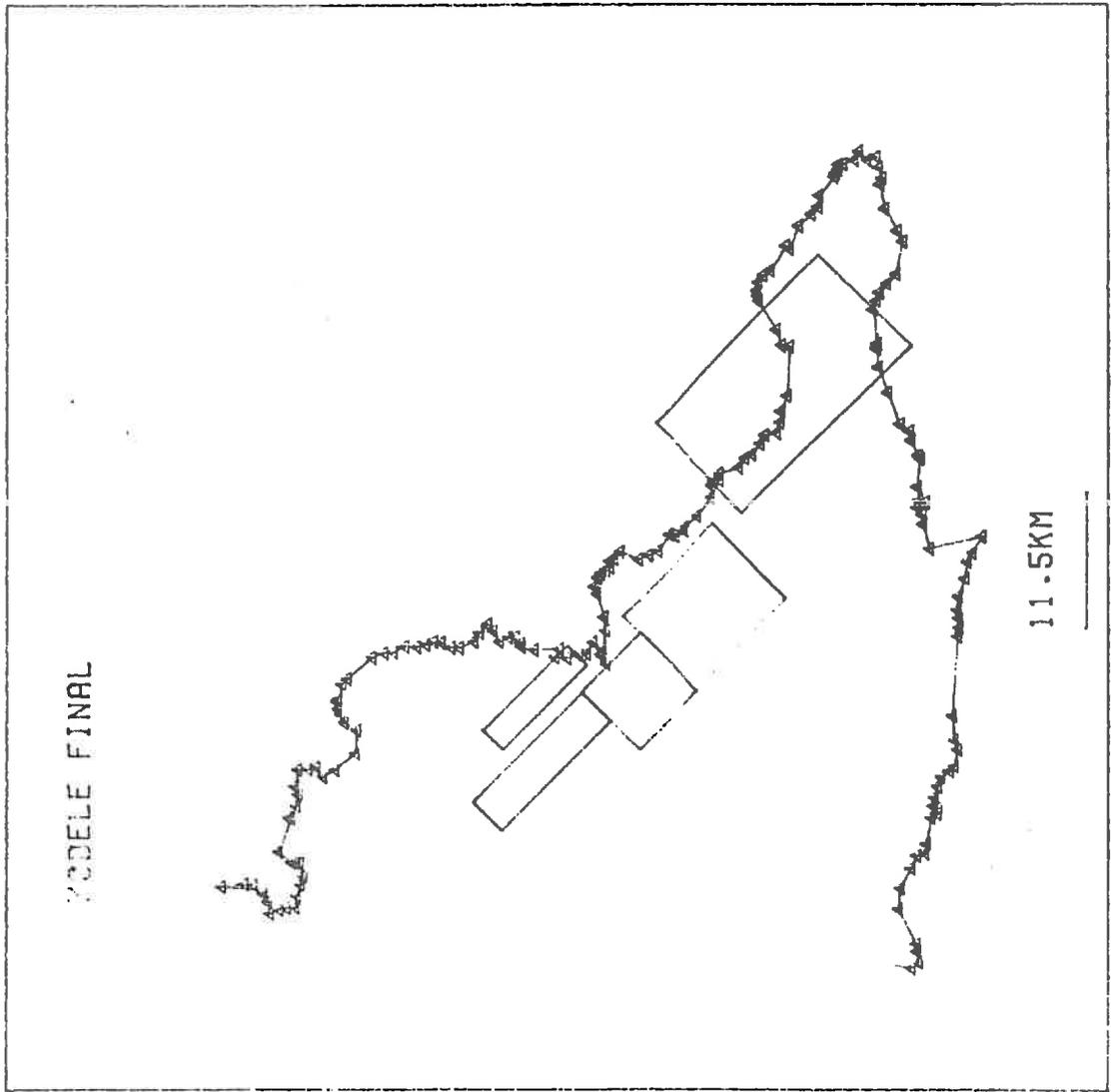


Figure 12: Modèle final.

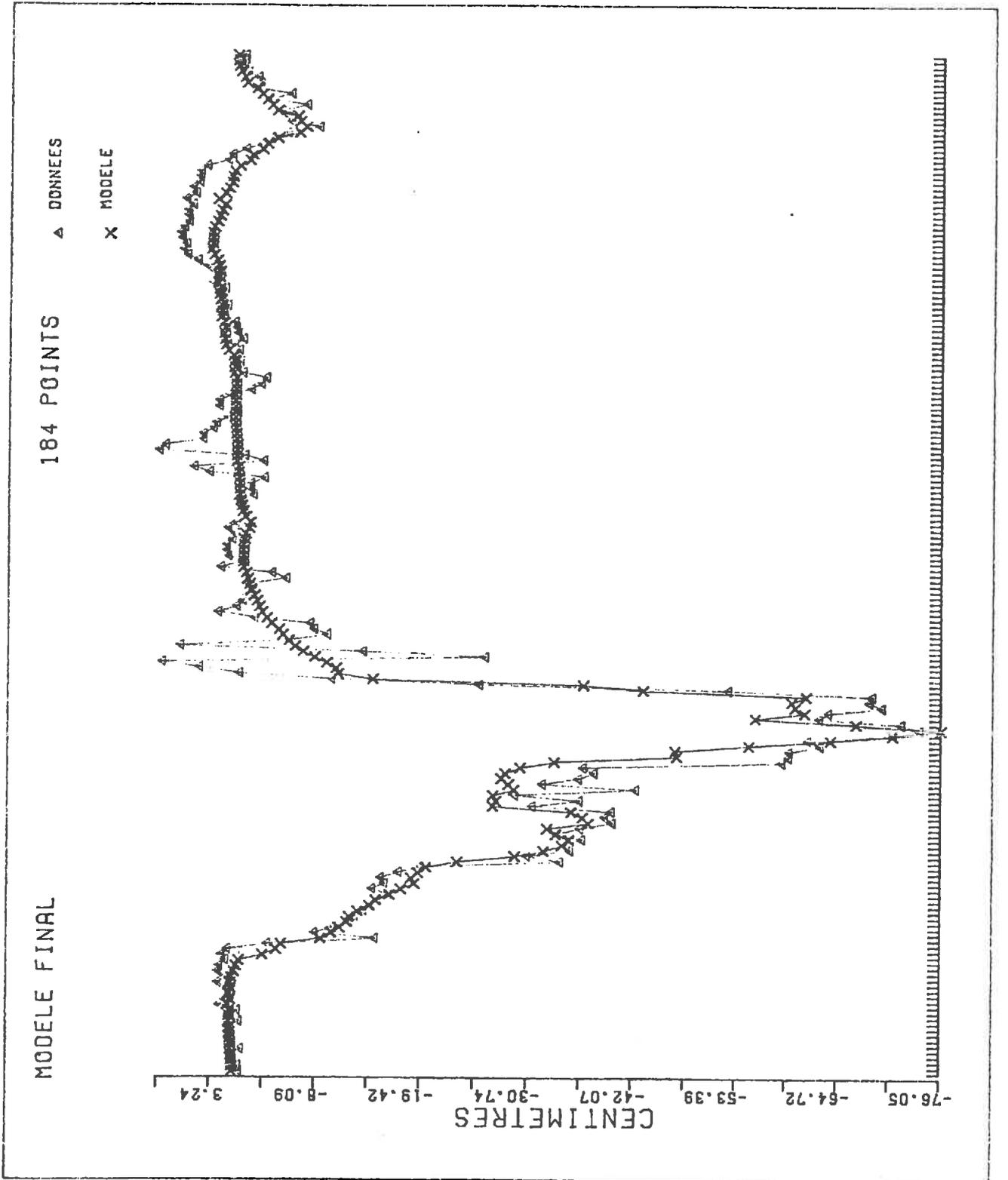
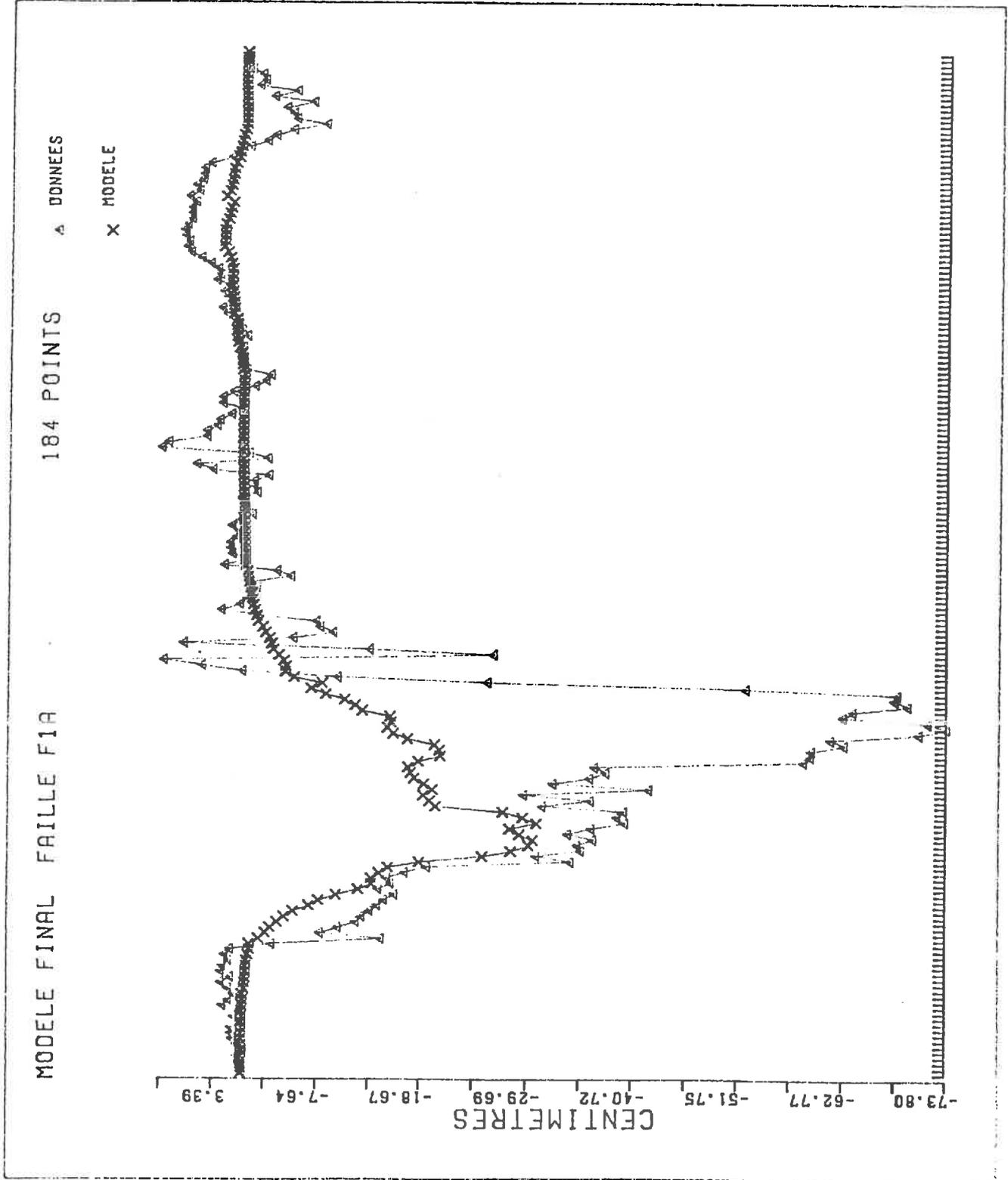
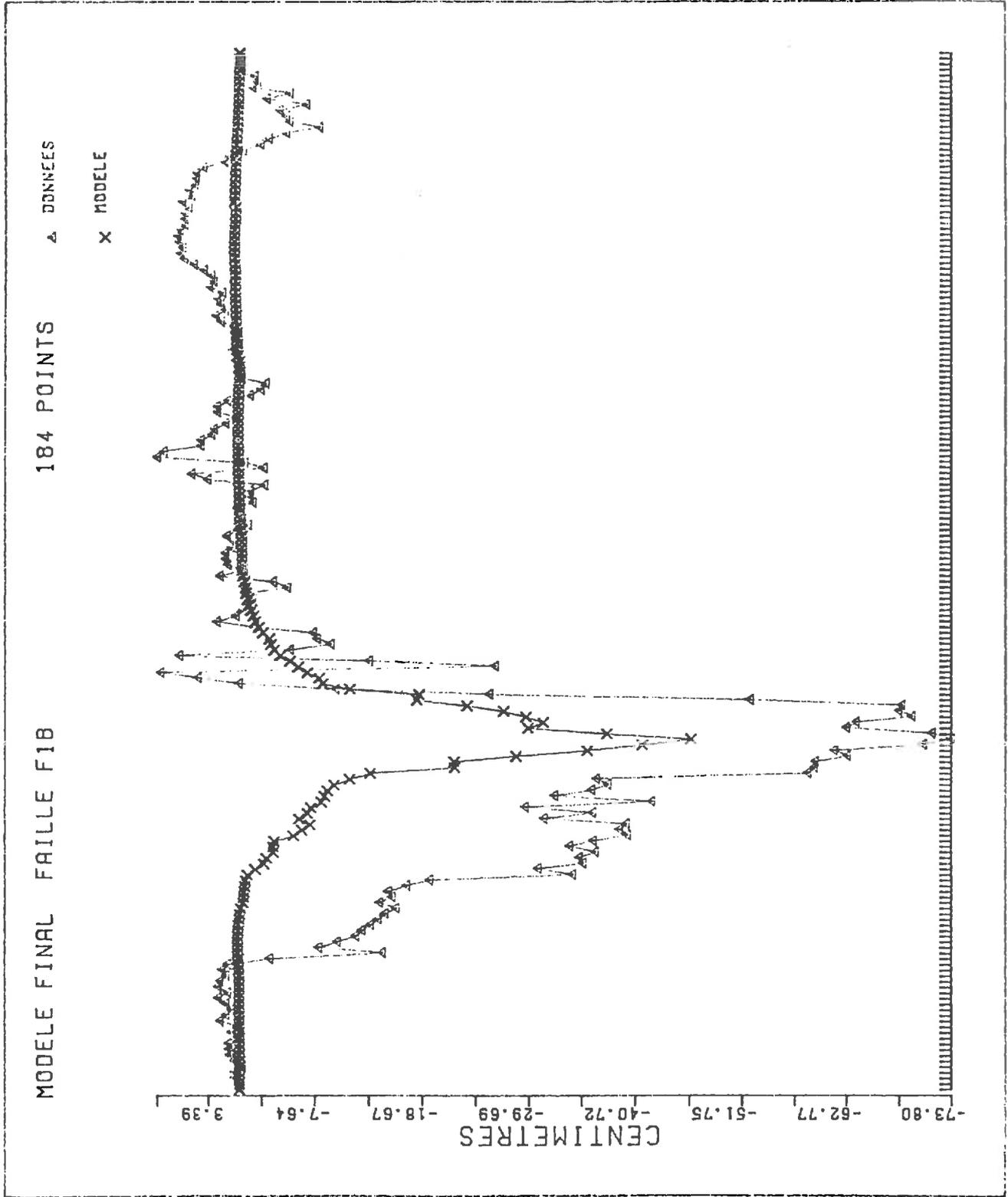


Figure 13a à 13e: Effet individuel de chaque faille ( $F_{1a}$ ,  $F_{1b}$ ,  $F_{1c}$ ,  $F_2$ ,  $F_3$ ).

(13a)



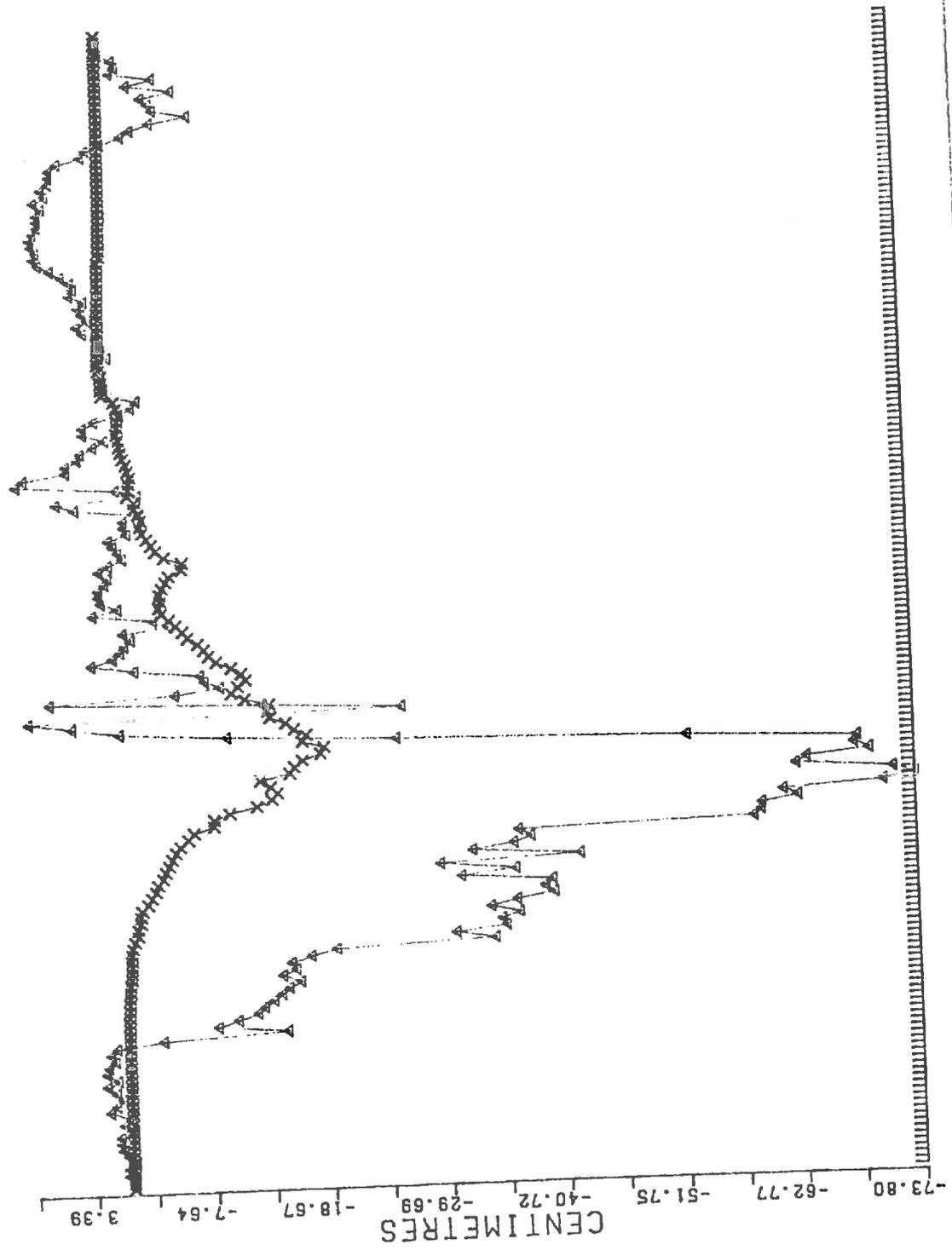
(13b)

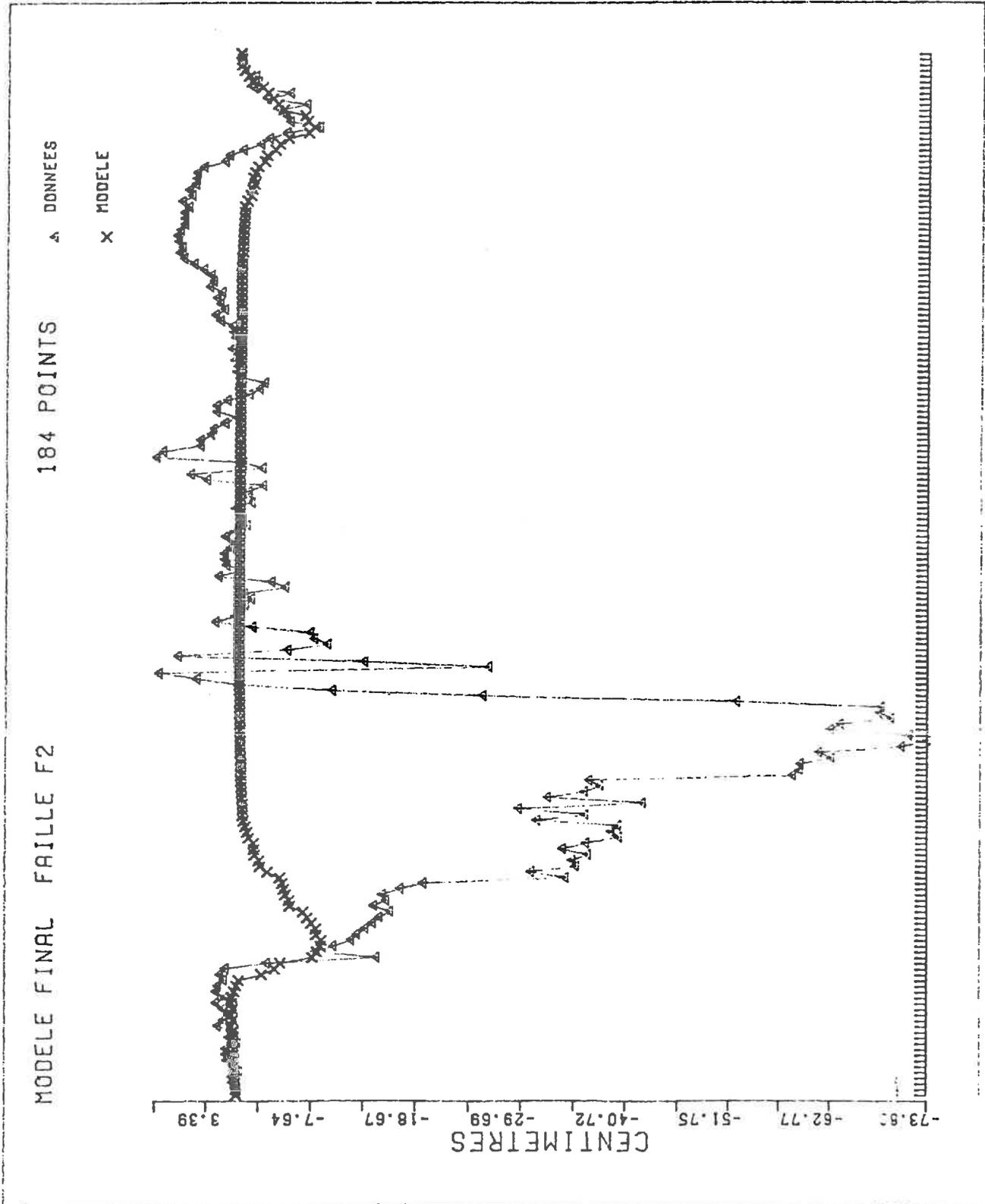


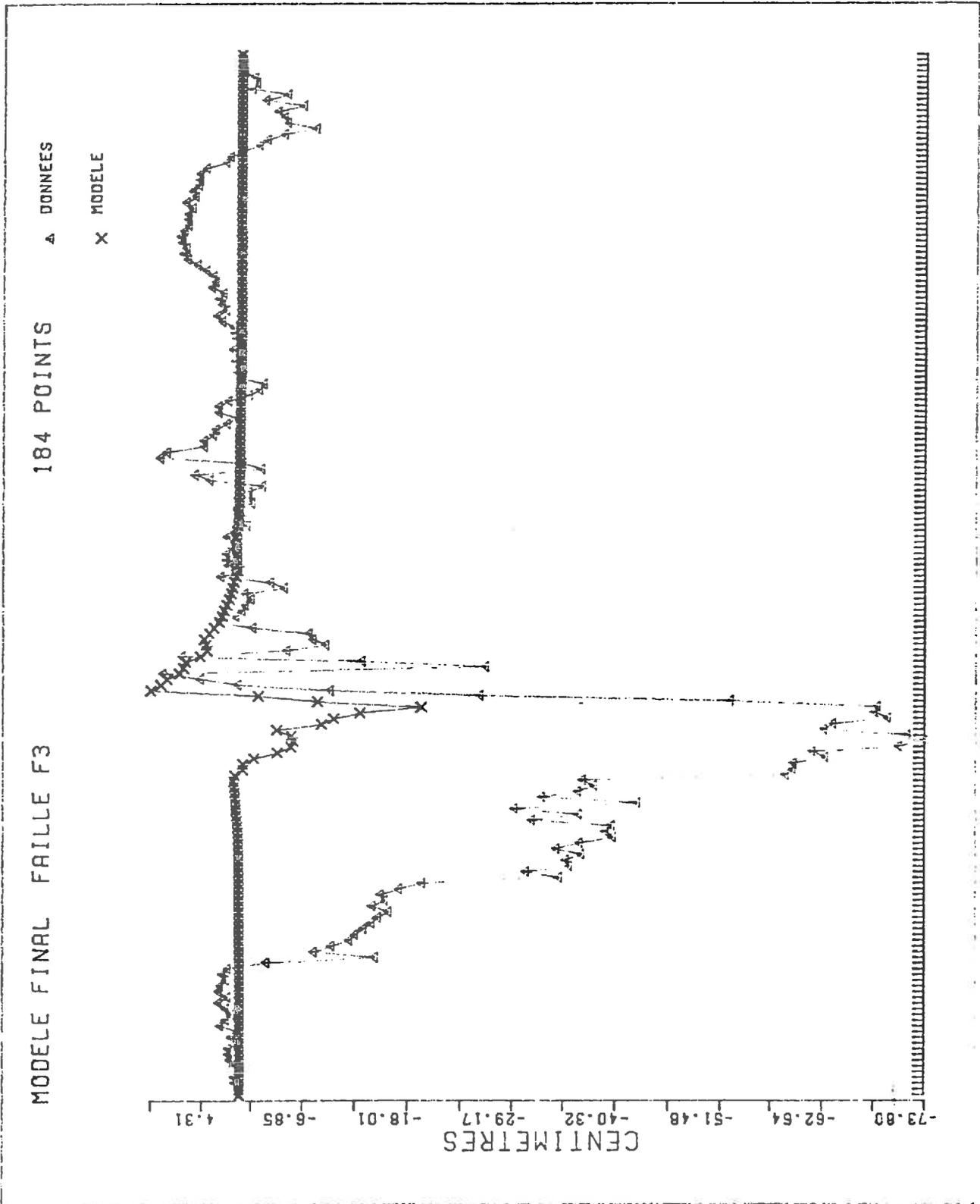
▲ DONNEES  
X MODELE

184 POINTS

MODELE FINAL FAUILLE F1C







## L'éruption de septembre-octobre 1989 à l'Etna (Italie) Quelques informations quantitatives fournies par la géodésie et l'inclinométrie

Pierre BRIOLE, Giuseppe NUNNARI, Giuseppe PUGLISI et John MURRAY

**Résumé** – Entre la fin du mois d'août et la mi-octobre 1989, une phase éruptive a eu lieu à l'Etna. La recrudescence de l'activité a été progressive avec augmentation de l'activité strombolienne aux cratères sommitaux, puis épisodes de fontaines de lave et de débordements au cratère Sud-Est jusqu'au 26 septembre, enfin création entre le 27 septembre et le 2 octobre de deux fractures radiales issues du cratère SE dans les directions N040 et N160. La fracture N040 a alimenté une coulée de lave dans la Vallée del Bove, active jusqu'au 9 octobre 1989. La fracture N160 n'a pas donné lieu à une coulée. Un réseau microgéodésique situé à cheval sur la fracture N160 permet de quantifier la forme de celle-ci au voisinage de son extrémité. Plusieurs inclinomètres situés autour du volcan permettent de suivre dans le temps l'évolution de la déformation.

### The 1989 September-October eruption of Mount Etna (Italy). Some quantitative information obtained by geodesy and tiltmetry

**Abstract** – Etna was in eruption from the end of August until mid-October 1989. Activity built up progressively with an increase in strombolian activity at the summit, followed by episodic fire-fountaining and overflow of lava at the Southeast Crater until September 26th. The eruption culminated in the initiation of two subradial fractures oriented N040 and N160 between September 27th and October 2nd. The N040 fracture produced a lava flow into the Valle del Bove, active up to October 9th, whereas the N160 fracture produced no flows. A small geodetic network situated astride the N160 fracture at its southern end has enabled us to quantify the geometry of the fracture here. Several tiltmeters placed around the volcano have also provided a picture of the evolution of deformation with time.

**Abridged English Version** – During the recent eruption of Mount Etna in late 1989, activity was concentrated near the Southeast crater, and was characterized by powerful fire-fountaining, generally following an increase in strombolian activity [1]. Activity increased until the end of September, when two large subradial fractures opened, oriented N040 and N160, between September 27th and October 2nd (Fig. 1). The N040 fracture produced a lava flow into the Valle del Bove, active up to October 9th, whereas the N160 fracture produced no flows.

A small geodetic network installed in 1987 in the Casa del Vescovo area (Figs. 1 and 2) was remeasured in late October. Roughly cruciform, the net is  $1.5 \times 1.5$  km wide, and is measured using a distancemeter (precision  $\approx 1$  cm) and trigonometric levelling (precision  $\approx 0.5$  cm). The network is situated astride the N160 fracture at its southern end (Fig. 2) and has enabled us to quantify movements here. These show horizontal extensions of up to 80 cm across the fracture, and relative vertical movements of 10 cm (Table I). The movements in this Table have been modelled assuming an elastic half space as described by Okada [3] (Fig. 2). In this model, we consider a fracture 2 km in length, the northern end of the fracture being confined by the Valle del Bove southern edge, and the southern end by the fracture limit observed on the ground at 1,550 m altitude. This southern limit coincides with the large difference between horizontal movements at 33-11 and 52-21. The model indicates an opening of 1 m for the fracture, and a depth of 300 m. This relatively shallow depth explains the rapid attenuation of deformation with distance from the

Note présentée par Jean-Louis LE MOUËL.

fracture. The fit of the model to observed movements is quite good (Table II), as is that of the tangential tilt of tiltmeter SPC (14  $\mu$ rd observed between the 1st and 2nd October, 17  $\mu$ rd predicted from model).

Hypocentres of the three largest earthquakes (magnitude 2.7 to 3.0) during the morning of October 2nd were at 1 km depth, incompatible with our model. We tried several values of inclination (30 to 70°) to the east for a normal fault 1 km deep, topped by an open fracture, but no model fits either vertical or horizontal observed displacements satisfactory.

The northern part of the fracture must also consist of a superficial fracture of 300 m maximum depth. Any greater depth would have produced a movement CS1-CS5 incompatible with that observed. Even a depth of 300 m implies a tilt of about 10  $\mu$ rd at station TRE on September 30th, so we conclude that the southern wall of the Valle del Bove constitutes a major barrier of the transmission of elastic deformation.

Several tiltmeters placed around the volcano [2] have also provided a picture of the evolution of deformation with time. Resolution varies from about 2 to 10  $\mu$ rd over one year, depending on depth of burial of the instrument and corresponding temperature stability. Between spring and September 1989, radial tilts of 10 to 20  $\mu$ rd were measured at 4 stations (*Fig. 1*); these movements are confirmed by the results from dry tilt stations. Over a shorter period, detailed examination of the tilt record at station TRE (*Fig. 1*) indicates that the opening of the southern 2 km of the fracture began on October 1st at about 20 hrs., and finished 24 hrs. later.

We have examined the longer term radial tilt between spring and September 1989 in the light of models of surface displacement in an elastic half space [5] from sources of different shapes. Assuming the source of deformation to be a point source we derive a depth of 12 km for the source deformation. Derived depths from other models are 14 km for a sphere, 4 km for a disk and 3 km depth for the top of a cylinder. In the absence of corresponding horizontal measurements across the top of the volcano it is not possible to distinguish between these models. However, if the intruded volume is 20 to  $100 \times 10^6$  m<sup>3</sup> (about 1 to 5 times the extruded volume), then we can eliminate the first two cases (point source and sphere) as the observed inclinations are much too small.

---

Un observateur n'ayant pas visité le sommet de l'Etna depuis une vingtaine d'années serait impressionné par l'ampleur des changements survenus. Autour du cratère central (CC) (*fig. 1*) situé au centre du cône sommital depuis les temps historiques trois autres cratères actifs se sont développés : le cratère Nord-Est (NE) apparu au début du siècle est devenu le point culminant du volcan; à l'Ouest, un grand gouffre, la Bocca Nuova (BC), apparu en 1968 s'est agrandi jusqu'à atteindre un diamètre de 300 m et une profondeur de 200 m; enfin au Sud-Est, 200 m en contrebas, dans le flanc du cône terminal un quatrième cratère s'est édifié (cratère SE). Chacun de ces cratères est, ou peut être, le siège d'activité strombolienne plus ou moins continue et relativement indépendante de celle de ses voisins. Cette activité s'accompagne quelquefois de débordements comme par exemple au SE en 1984 ou au NE en 1986. En ce qui concerne la fracturation et l'émission de lave prenant naissance au sommet ou près du sommet, trois directions ont été récemment privilégiées : la direction N 350 qui a intéressé le cratère NE de 1974 à 1981, mais surtout les directions N 040 et N 160 qui ont donné un nombre inhabituel d'éruptions en 1971, 1979, 1983, 1985, 1986 et enfin septembre-octobre 1989, toujours depuis la région du cratère SE.

La situation observable à l'Etna au début de l'été 1989 consiste en une activité strombolienne aux cratères SE, BC et CC. Le plus actif est le cratère SE, dans lequel ce type d'activité s'est maintenu depuis sa réouverture en mars 1988, accompagné même d'un faible débordement en avril 1989. La phase éruptive de la fin de l'été 1989 commence par une augmentation d'activité au CC, en particulier par deux puissantes fontaines de lave les 29 et 31 août. Le 10 septembre, après une dernière violente fontaine de lave, l'activité cesse brutalement dans ce cratère. Le 11 septembre une première fontaine de lave est observée au cratère SE suivie d'un débordement de lave. Plusieurs épisodes semblables seront observés les jours suivants en particulier les 13, 19, 22, 23, 25 septembre. Chacune de ces fontaines est un phénomène très puissant durant en moyenne une demi-heure et provoquant des retombées de cendres à plusieurs dizaines de kilomètres; leur apparition n'est pas instantanée mais précédée par une augmentation de l'activité strombolienne [1]. La hauteur de la colonne incandescente peut dépasser 500 m. La quantité de lave dégazée déposée par de telles fontaines de lave est difficile à estimer, mais compte tenu de l'épaisseur des dépôts en fonction de la distance, on trouve typiquement un ordre de grandeur de  $10^6$  m<sup>3</sup> par fontaine. Après une dernière fontaine de lave le 26 septembre, l'activité du cratère se limite à une activité strombolienne tandis que deux fractures (*fig. 1*) se propagent dans les directions N040 et N160. Le 27 septembre, la fracture N040 suit la direction des fractures éruptives en 1985 et 1986 et produit une coulée qui sera active jusqu'au 9 octobre. Dans le même temps, la fracture N160 se développe 200 m à l'Est des fractures ayant produit les éruptions de 1983 et 1985. Mais, le 30 septembre, au lieu de bifurquer N120 comme les fois précédentes, elle continue droit dans le flanc de la Vallée del Bove. Le 2 octobre, après deux jours d'arrêt, la fracture franchit le rempart Sud de la Vallée del Bove et atteint une altitude de 1550 m. Cette fracture N160 ne sera pas éruptive. L'ouverture, observée au sol, est pratiquement constante, de l'ordre de 1 m, du sommet jusqu'à l'extrémité de la fracture.

MESURES DE GÉODÉSIE. — Nous avons remesuré un réseau géodésique installé en 1987 dans la région de C. del Vescovo (*fig. 1* et 2) et traversé par la fracture. Ce réseau, de dimensions  $1,5 \times 1,5$  km, en forme de croix, avait été mise en place pour comparer les inclinaisons déduites des mesures de géodésie classique avec les inclinaisons mesurées ponctuellement par la station d'inclinométrie TRE [2]. Nous avons effectué des mesures de distances et de nivellement trigonométrique (mesure réciproque et simultanée d'angle zénithal entre station permettant de corriger de la réfraction atmosphérique). Avec les appareils et les techniques utilisées, la précision est de 1 cm pour les distances et de 5 mm en altimétrie. Pour comparer les mesures aux deux époques nous avons supposé fixe le point 41 (point le plus éloigné de la fracture) ainsi que la direction 41-21. Les déplacements (*fig. 1*, tableau II) atteignent un à plusieurs dizaines de centimètres pour les points 11, 33 et 52.

DONNÉES D'INCLINOMÉTRIE. — Parmi neuf stations d'inclinométrie mises en place sur l'Etna en 1986 [2], six d'entre elles (*fig. 1*), situées dans des tunnels de lave, peuvent être convenablement corrigées des perturbations thermiques, pour permettre une résolution de mesure sur une fenêtre de 1 an comprise entre 2 et 10  $\mu$ rd [2]. Entre le printemps et septembre 1989, des inclinaisons radiales, correspondant à un gonflement de la région sommitale, ont été enregistrées dans quatre de ces stations TRE (15  $\mu$ rd), NUN (10  $\mu$ rd), MAL (20  $\mu$ rd), LAM (20  $\mu$ rd) (*fig. 1*). Des mesures indépendantes réalisées près de trois

de ces stations confirment ces observations :

- TRE : la station d'inclinométrie SPC de l'Institut International de Volcanologie (*fig. 1*) a enregistré un signal identique à celui de TRE.
- LAM : trois croix de nivellement direct donnent des variations d'inclinaison radiale de 15 à 25  $\mu\text{rd}$  compatibles (précision de mesure : 5 à 10  $\mu\text{rd}$ ).
- NUN : un réseau du même type que celui de TRE donne une inclinaison radiale de 14  $\mu\text{rd}$  (précision meilleure que 5  $\mu\text{rd}$ ).

En ce qui concerne la phase finale de l'ouverture de la fracture N160, elle a été enregistrée par la station proche de TRE durant 24 h à partir du soir du 1<sup>er</sup> octobre. Durant cette phase, les inclinaisons ont atteint plusieurs centaines de microradians (*fig. 1*).

MODÈLE POUR LA FRACTURE DE CASA DEL VESCOVO. — Un modèle d'ouverture dans un semi-espace élastique a été calculé en utilisant le formalisme de Okada [3]. Les vecteurs de déplacements horizontaux et verticaux des points 11, 21, 33, 52 ont été introduits dans un calcul d'inversion [4]. Compte tenu de la position du réseau, il n'est pas possible de modéliser la partie Nord de la fracture mais seulement son extrémité Sud. C'est pourquoi dans notre modèle, nous avons limité l'extension de la fracture entre le rebord Sud de la Vallée del Bove et son extrémité aval sur le terrain, à 1 550 m d'altitude. Cette limite est également contrôlée par la différence entre les variations de distance 33-11 et 52-21. Parce que le choix de la limite Nord de la fracture n'influence pratiquement pas les mouvements calculés sur les points de la croix, nous avons fixé cette limite au niveau du rempart Sud de la Vallée del Bove. Ce rempart Sud marque en effet un changement dans la phénoménologie de l'éruption : ainsi l'ouverture progressant d'abord régulièrement depuis le cratère SE, s'est arrêtée au niveau du rempart le 30 septembre pour ne reprendre que 36 h plus tard; d'autre part, le rempart de la Vallée del Bove marque la limite entre une ouverture pratiquement asismique au Nord (magnitudes inférieures à 2 jusqu'au 2 octobre) et une ouverture plus cassante au Sud comme en témoignent les trois séismes de magnitude 2.7 à 3.0 enregistrés le 2 octobre en même temps que l'apparition des fractures au sol près de Casa del Vescovo.

Le modèle utilisé de dislocation en milieu élastique [4] comprend dans le cas général 10 paramètres (*fig. 2*), et seulement six dans le cas d'une ouverture verticale arrivant en surface : coordonnées du centre de la fracture, azimuth, longueur, profondeur, ouverture. Dans notre cas, les coordonnées, azimuth et longueur sont données par les observations de terrain et l'ouverture visible au sol est d'environ 1 m. L'inconnue principale est la profondeur. Nous avons calculé par inversion l'ouverture et la profondeur de la fracture. Dans l'ensemble, la solution calculée rend compte des déformations observées (tableau I). Le calcul confirme l'ouverture de 1 m observée sur le terrain. Le résultat essentiel est que la profondeur calculée de la fracture est faible : 300 m. La validité de notre modèle a ensuite été éprouvée en utilisant les données de l'I.I.V. et en comparant valeurs calculées avec le modèle et mesurées pour les variations de distances entre cinq points de réseau de trilatération Sud-Est (CS1 à CS5) (*fig. 2*), ainsi que pour l'inclinaison tangentielle à la station SPC. Les résultats sont satisfaisants tant pour les distances (tableau II) que pour l'inclinaison de SPC (14  $\mu\text{rd}$  observé entre le 1<sup>er</sup> et le 2 octobre, 17 calculé).

Compte tenu que les hypocentres des trois séismes les plus importants enregistrés dans la matinée du 2 octobre ont été estimés à une profondeur de l'ordre de 1 km [1], alors que la faille de notre modèle n'est pas plus profonde que 300 m, nous avons cherché d'autres possibilités de dislocation du sol susceptibles de produire les déformations

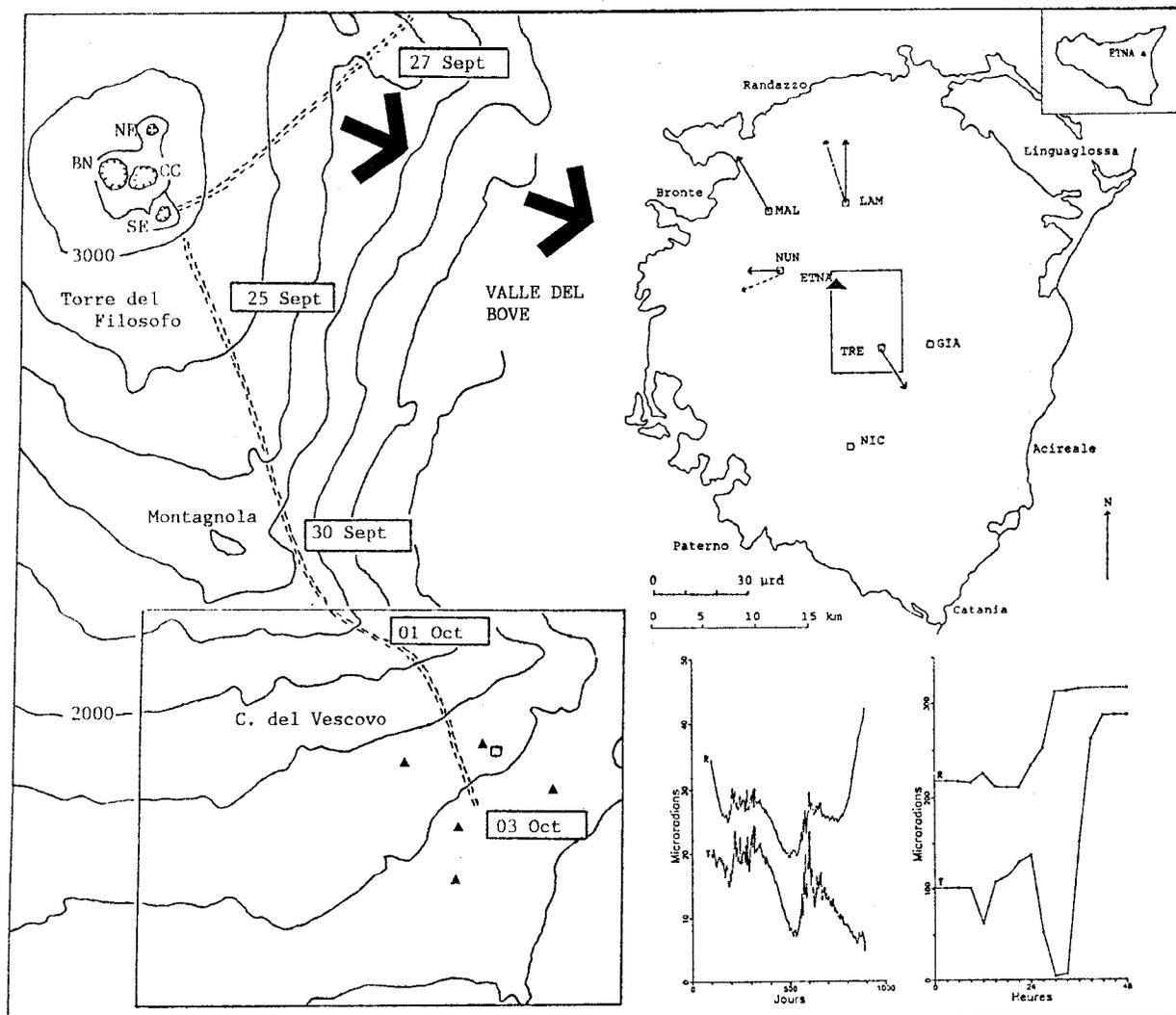


Fig. 1. — *A droite, en haut* : vecteurs d'inclinaison entre avril et septembre 1989 dans les stations d'inclinométrie TRE, NUM, MAL, LAM (trait plein) et contrôlé à partir de mesures de nivellement à LAM et NUN (trait discontinu). En encadré, l'emplacement de la partie gauche de la figure. *A droite, en bas* : (a) inclinaisons du sol entre avril 1987 et septembre 1989 dans la station de TRE [+ = gonflement du sommet pour la composante radiale (R), gonflement vers l'Ouest pour la composante tangentielle (T)]. On observe un gonflement dans la direction du sommet du volcan à partir de juin 1989. (b) Inclinaisons du sol dans la station de TRE les 1<sup>er</sup> et 2 octobre 1989. *A gauche* : localisation et évolution dans le temps des fractures. La fracture Nord a donné lieu à une coulée de lave dans la Vallée del Bove. Le carré situé près de C. del Vescovo est la station d'inclinométrique TRE. Les triangles sont les points du réseau de géodésie. En encadré, l'emplacement de la figure 2.

Fig. 1. — *Right, top* : tilt vectors for the period April-September 1989 observed at tilmeter stations TRE, NUM, MAL, LAM (continuous line) and controlled by levelling measurements (dashed lines). *Right, bottom*: (a) Tilt signal April 1987-September 1989 at TRE station [the radial component (R) and the tangential component (T) are positive for summit inflation and W inflation respectively]. Inflation of the summit area began in June 1989. (b) Tilt at TRE station on 1st and 2th October 1989. *Left*: location of the fractures and evolution with time. The N160 produced a lava flow into the Valle del Bove. The square close to C. del Vescovo is the TRE tilmeter station and the triangles are the geodetic benchmarks.

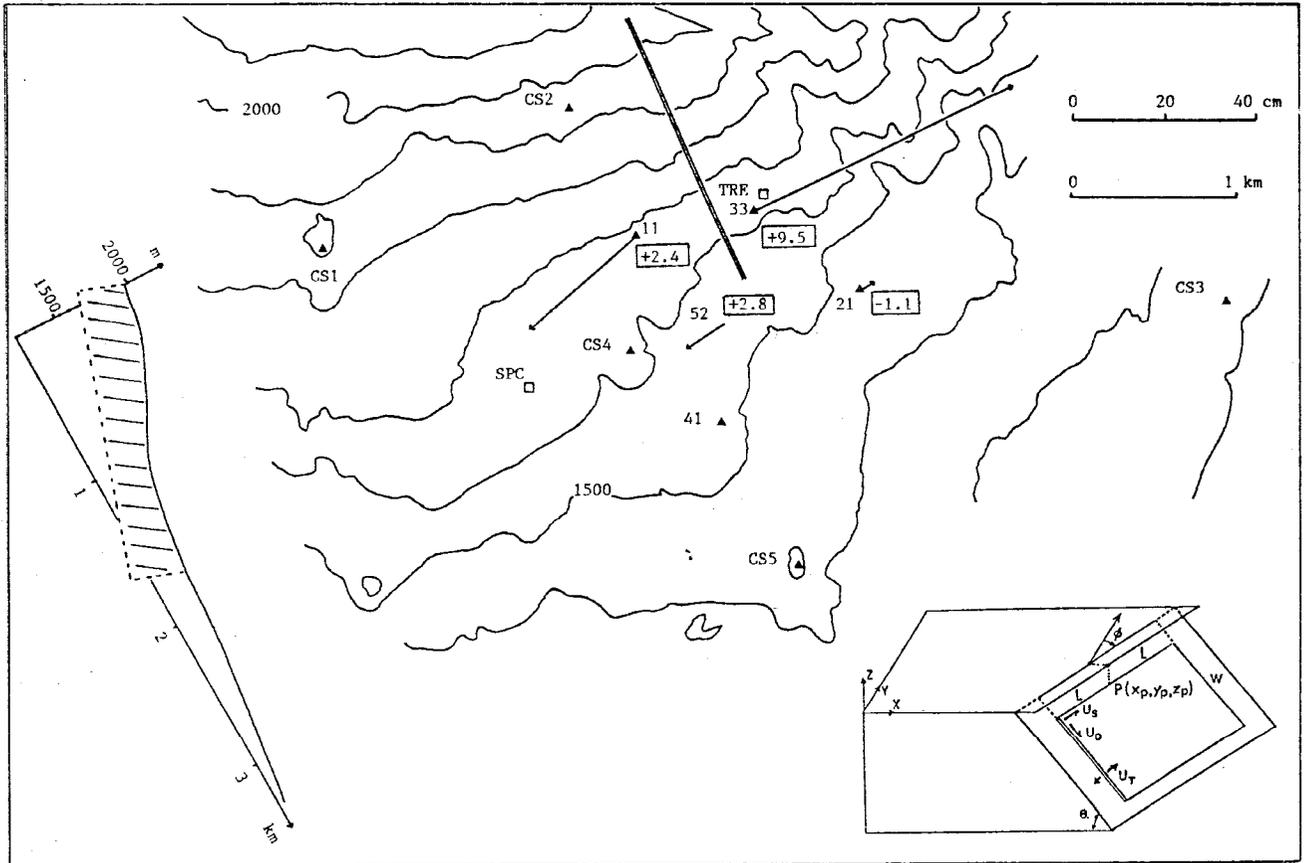


Fig. 2. — Mouvements horizontaux et verticaux des points du réseau géodésique de C. del Vescovo (11, 21, 33, 41, 52). Le point 41 est supposé fixe, ainsi que la direction 41-21. Les points CS1 à CS5 appartiennent au réseau I.I.V. TRE et SPC sont deux stations d'inclinométrie. A gauche, une coupe dans l'azimut N 158 du relief et du modèle de fracture obtenu par inversion des données. En bas, le modèle de dislocation utilisé (d'après [3]).

Fig. 2. — Horizontal and vertical displacements of the benchmarks of the C. del Vescovo network (11, 21, 33, 41, 52). Point 41 and direction 41-21 are assumed fixed. Points CS1-CS5 are part of the I.I.V. trilateration network. TRE and SPC are tiltmeter stations. Left: N158 section through the topography and model of fracture. Right: dislocation model (from [3]).

TABLEAU I

Déplacements observés et calculés des points du réseau géodésique de C. del Vescovo.  
*Displacements measured and predicted from the C. del Vescovo network.*

Point	Déplacements mesurés (cm)			Déplacements calculés (cm)		
	$dx$	$dy$	$dz$	$dx$	$dy$	$dz$
41.....	fixe			fixe		
11.....	-23,7	-21,0	2,8	-26,4	-11,6	6,0
21.....	2,3	2,3	-1,1	8,6	0,5	0,8
33.....	56,3	27,1	9,5	39,5	15,6	14,9
52.....	-7,6	-4,8	2,4	-4,7	-3,5	4,9

TABLEAU II

Variation de distance observées et calculées entre points du réseau I.I.V.  
*Distance changes measured between points of I.I.V. network, and those predicted from the model.*

Base	$\Delta L$ observé	$\Delta L$ calculé
CS1-CS3 .....	+6,3	+6,2
CS1-CS5 .....	+2,7	+2,6
CS3-CS5 .....	+2,0	+2,0

observées. En particulier, nous avons envisagé le cas d'une faille normale pour laquelle la fracture ouverte sur le terrain serait une simple conséquence passive du glissement en profondeur. Nous avons éprouvé le cas de failles normales atteignant 1 km de profondeur, ayant un pendage vers l'Est compris entre 30 et 70°, mais n'avons trouvé aucune solution satisfaisante, ni pour les mesures de distances ni pour les déplacements verticaux (en particulier, le point 33 est systématiquement abaissé).

Compte tenu que notre modèle explique déjà convenablement les déformations de surface et les inclinaisons observées, le tronçon Nord de la fracture doit pratiquement être sans effet sur les déformations des réseaux. Ceci n'est possible que si ce tronçon est superficiel. En effet, pour des profondeurs supérieures à 400 m, on obtiendrait par exemple une variation de la distance CS1-CS5 incompatible avec les mesures. Cependant, même dans le cas d'une ouverture superficielle, on aurait dû enregistrer un gonflement radial d'environ 10  $\mu$ rd à TRE dès l'arrivée de la fracture au niveau du rempart Sud de la Vallée del Bove, soit le 30 septembre. Puisqu'aucun gonflement n'a été observé, il est possible que ce rempart constitue, du moins sur ses premières centaines de mètres, une discontinuité importante du massif qui ne transmet pas les déformations. L'arrêt de la fracturation le 30 septembre au niveau du rempart de la Vallée del Bove indique une augmentation de la résistance à la fracturation du milieu simplement liée à l'augmentation de l'épaisseur du terrain au niveau du rempart soit environ 200 m. Il a ensuite fallu le temps nécessaire à l'augmentation de la pression dans la fracture associée éventuellement à sa croissance vers le haut pour que puisse reprendre l'ouverture.

CONCLUSIONS. — Les inclinaisons mesurées par les stations TRE, LAM, NUM, MAL (10-20  $\mu$ rd) sont à peine plus élevées que les erreurs de mesures (2-10  $\mu$ rd). Cependant les contrôles issus de la géodésie coïncident, et toutes les stations montrent un gonflement du sommet. En fonction du choix de géométrie de la source [5], les profondeurs calculées du centre de déformation varient de 12 km pour un point source à 3 ou 4 km pour un

disque ou un cylindre. Mais, en l'absence de mesures de déplacements horizontaux, il n'est pas possible de contraindre la forme de la source avec aussi peu de données. Les mesures de géodésie indiquent un enracinement de 300 m et une ouverture constante de 1 m pour les deux derniers kilomètres de la fracture N 160. Il s'agit donc d'une ouverture superficielle. Aucune composante de décrochement en faille normale n'est nécessaire pour expliquer les mouvements observés. L'inclinomètre de TRE montre que l'ouverture des 2 km de fracture a commencé le 1<sup>er</sup> octobre vers 20 h et pris fin 24 h plus tard. Cette fracture pourrait correspondre à la propagation à faible profondeur d'un dike depuis le sommet. L'interruption de la fracturation au niveau de la Vallée del Bove serait due à l'augmentation de contrainte associée à l'augmentation de l'épaisseur des terrains. De telles interruptions ont été observées lors des éruptions « hors Enclos » de 1977 et 1986 au Piton de la Fournaise lorsque les fractures ont franchi le rempart de l'Enclos Fouqué ([6]-[7]).

Ce travail a été financé par le PIRPSEV (Programme Interdisciplinaire de Prévision et Surveillance des Éruptions Volcaniques) et l'Ossevatorio Vesuviano. Nous remercions P. A. Blum, R. Gaulon et J. C. Ruegg qui en ont permis la réalisation. Contribution IPG n° 1123, LS9004.

Note remise le 26 février 1990, acceptée le 13 avril 1990.

#### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] SEAN Bulletin, 14, 7-8-9-10, 1989.
- [2] P. BRIOLE, R. GAULON, G. NUNNARI, G. PUGLISI et J. C. RUEGG, Measurements of Ground Movement on Mount Etna, Sicily: a systematic plan to record different temporal and spatial components of ground movement associated with active volcanism, 1989, in: *Proceedings of the workshop on volcanic seismology*, Capri, Italy, 1988.
- [3] Y. OKADA, Surface deformations due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1985, p. 1135-1154.
- [4] P. BRIOLE, G. DE NATALE, R. GAULON, F. PINGUE et R. SCARPA, Inversion of geodetic data and seismicity associated with the Friuli earthquake sequence (1976-1977), *Annales Geophysicae*, 4, 1986, p. 481-492.
- [5] J. H. DIETERICH et R. W. DECKER, Finite element modeling of surface deformation associated with volcanism, *J. Geophys. Res.*, 80, 1975, p. 4094-4102.
- [6] G. KIEFFER, B. TRICOT et P. M. VINCENT, Une éruption inhabituelle (avril 1977) du Piton de la Fournaise (Ile de La Réunion) : ses enseignements volcanologiques et structuraux, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 285, série D, 1977, p. 957-960.
- [7] J. F. LÉNAT, P. BACHÉLERY, A. BONNEVILLE et A. HIRN, The beginning of the 1985-1987 eruptive cycle at Piton de la Fournaise (La Réunion); New insights in the magmatic and volcano-tectonic system, *J. Volcanol. Geotherm. res.*, 36, 1989, p. 209-323.

P. B. : *Institut de Physique du Globe, Laboratoire de Sismologie, U.A. 195, et Observatoires I.P.G., 4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05;*

G. N. et G. P. : *Istituto Internazionale di Vulcanologia, C.N.R., Piazza Roma 2, 95123 Catania, Italie;*

J. M. : *The Open University, Department of Earth Sciences, Walton Hall, Milton Keynes, MK7 6AA Buckinghamshire, U.K.*

Tectonique/Tectonics

## Mouvements du sol holocènes dans le rift d'Asal à Djibouti

Jean-Claude RUEGG, Françoise GASSE et Pierre BRIOLE

**Résumé** – Les dépôts lacustres du Lac holocène d'Asal, en République de Djibouti, sont affectés de déformations importantes marquant l'activité sismotectonique du rift d'Asal. Les traces de rivage correspondant au niveau d'expansion maximale du lac il y a 6000 ans environ, ont été identifiées et leurs altitudes actuelles mesurées précisément par rattachement au réseau géodésique implanté dans cette région pour l'étude des déformations actuelles. Ces mesures mettent en évidence un approfondissement général de l'axe du rift atteignant 70 m, soit une vitesse moyenne supérieure à 1 cm/an. Les discontinuités dans les niveaux actuels indiquent quelles ont été les principales failles actives du rift depuis 6000 ans. Ces résultats sont discutés par rapport à ceux des mesures géodésiques réalisées depuis 1973.

### Holocene crustal movements in the Asal Rift, Djibouti

**Abstract** – The Holocene lacustrine deposits of Lake Asal, in the Republic of Djibouti, recorded important deformation which is associated with the seismo-tectonic activity of the Asal Rift. The shoreline associated with the level of maximum extent of the Holocene Asal lake (about 6,000 years B.P.), has been identified and its present altitude accurately measured relative to a precise geodetic network. The results indicate that the rift zone underwent vertical movements reaching 70 m, showing principally a subsidence of the inner floor of the rift. These results are compared with vertical displacements deduced from the geodetic monitoring carried out since 1973. The tectonic activity of normal faults is discussed in relation to the rift evolution.

**Abridged English Version** – The Asal Rift, in the Republic of Djibouti (East Africa), forms the link between the oceanic part and subaerial extensive volcanic axis in Afar along the accreting plate boundary between the Arabian and African plates [1]. It is recognized as the best example of exposed active rift that offers the possibility to study rifting genesis and evolution towards the oceanic stage ([2]-[4]).

RECENT CRUSTAL MOVEMENTS. – A "rifting episode" occurred in November 1978 ([4], [5]) and was characterized by magnitude 5 earthquakes, a fissural basaltic eruption and by the creation or reactivation of normal faults and fissures within the Inner Floor of the rift. The remeasurement of the geodetic network ([6], [7]) revealed an opening of more than 1 m and a collapse of about 70 cm of the inner floor of the rift and a small uplift of the lateral margins.

Between 1979 and 1989, the inner floor of the rift opened continuously about 40 cm. Vertical movements were also evidenced [8]: a decimetric general uplift on a large zone surrounding the rift, and a steady state creeping movement (about 8 mm/yr) affected the principal normal faults reactivated in 1978 in the same way as the coseismic collapse, *i.e.* deepening the axial valley of the rift. In this paper we investigate the crustal movements in the Asal rift recorded by the highest shoreline of the Holocene Lake Asal.

LAKE ASAL SHORELINES. – Hypersaline Lake Asal (–155 m) is located in a closed tectonic basin separated from the ocean by a crustal doming within the Asal Rift. Water level fluctuations (315 m) occurred during the Holocene [10] and were governed by both tectonic and climatic conditions. Lacustrine deposit studies ([3], [9], [10]) in and outside the Asal rift valley attest to the existence of a maximum permanent water level ( $160 \pm 5$  m) between about 8,600 and 6,000 B.P. Within the rift valley, the maximum shoreline level has been deformed by recent tectonic activity. A previous comparison indicated a strong correlation

Note présentée par Georges JOBERT.

between the shoreline levels and the 1978 co-rifting vertical movements [9]. In this paper, more precise and systematic measurements of the paleoshoreline altitudes provide a way to study the rift tectonics during a time interval rather large compared with the quasi-instantaneous evaluation given by geodetic measurements.

**METHODOLOGY.** — The highest level paleoshoreline is characterized [10] by stromatolitic reefs encrusting the volcanic bedrocks, ripple-marks alternating with shell layers, topographic shelves, etc. The accuracy of paleoshoreline identification varies between 0.2 and a few meters depending on the facies deposit. Trigonometric leveling and barometric leveling have been used to measure the altitudes in reference to geodetic or leveling networks existing in the area. The altimetric accuracy is better than one decimetre for trigonometric leveling and about 1-2 m for the barometric leveling.

**RESULTS.** — The maximum vertical movement since 6,000 years B.P. is about  $70 \pm 5$  m in the axial trough of the rift (*Fig. 2*). No paleoshoreline has been identified at an altitude greater than the 160 m maximum level of the holocene lake. So far, this maximum level (160 m) cannot be identified in the SW area of the rift.

*Paleoshoreline and actual tectonics.* — A close correlation is found between the present altitude of paleoshoreline and the structural pattern of the rift (*Fig. 3*): — a complex partitioning of the rift by active normal faults with successive tectonic troughs and shorts in the central and NE areas, — a dissymmetric pattern of the vertical Holocene displacements; the SW part of the rift recorded smaller offsets of the paleoshoreline than the NE part where a dense fracturation in normal faults and fissuring occurs ([2], [3]).

*Active faults since 6,000 years B.P.* — The horizontal offsets of the paleoshoreline (*Fig. 1*) indicate the principal normal faults (F1, F4, F9, F10, F12, F13) already existing 6,000 yr B.P. The large northern normal faults F1 and F4 were the most active during the last 6,000 yr (mean rate 3.5 and 5.5 mm/yr respectively), while the opposite large faults in the southwestern area were inactive (F13) or slightly active (F12). Other faults, of minor topographic expression, have recorded displacements up to 10 m (F2, F3, F5, F6, F9, F11) and new normal faults seem have been created recently (F7, F8).

*Recent tectonic activity.* — Coseismic vertical deformations indicated both a deepening of the axial zone and an uplift of the margins of the rift associated with the elastic rebound following the rupture. However, no uplift of the paleoshoreline above the 160 m level was found.

**CONCLUSIONS.** — Since 6,000 yr B.P., a 70 m subsidence of the axial valley of the Asal Rift occurred. This 1.2 cm/yr mean rate is greater than the present active fault creeping. Thus, the rift valley could have been built by successive co-seismic elastic ruptures of the lithosphere rather than by a continuous motion. The vertical displacements accumulated since 6,000 yr B.P. represent 1/4 of the total topography of the rift. This means that the present topography could have been built during a very short period of about 25,000 yr. Such a time-span is of an order of magnitude shorter than the period necessary to create the 5 km wide inner floor, assuming an average opening rate of 1-4 cm/yr. Consequently the width of the accreting zone could be less than 1 km wide. The persistent dissymmetric of the rift tectonic frame seems to indicate the migration of the active zone towards the NW tectonic block.

Le rift d'Asal, en République de Djibouti, est le premier tronçon partiellement émergé d'une suite d'axes volcaniques en extension, qui marque à l'intérieur de la dépression Afar [1] la frontière actuelle entre les plaques Arabie et Afrique. Il est reconnu ([2]-[4]) comme étant un équivalent émergé de vallée axiale de dorsale océanique.

LES MOUVEMENTS CRUSTAUX RÉCENTS. — Un exemple de processus de « rifting » actif supposé caractériser le fonctionnement des dorsales fut observé lors de la crise sismo-volcanique de l'Ardoukoba en novembre 1978 ([4]-[6]). Cette crise fut marquée par des séismes de magnitude supérieure à 5 et leurs répliques, l'éruption basaltique fissurale de l'Ardoukoba, la création ou la réactivation de failles normales, et enfin l'ouverture de fissures à l'intérieur du plancher interne du rift. La remesure des réseaux géodésique et de nivellement mis en place en 1973 permet de préciser le champ de déplacements : ouverture métrique du plancher interne, affaissement de 70 cm de la zone centrale du rift et léger soulèvement des bordures ([6], [7]).

Depuis cette crise, l'activité tectonique est restée très importante [8] puisque le rift s'est ouvert de manière quasi continue de plus de 40 cm en 10 ans (taux maximal : 60 mm/an entre 1982 et 1986). Parallèlement, un exhaussement général décimétrique de toute la région se poursuivait, associé à un affaissement relatif du plancher interne. Cet affaissement correspond au rejeu continu, très linéaire, quasi asismique des failles normales actives ayant joué en 1978 et atteint 8 mm/an. Comme le mouvement co-sismique de 1978, ce rejeu tend à approfondir la vallée axiale du rift.

Cependant l'observation de l'activité du rift à l'échelle de temps de la dizaine d'année ne traduit probablement qu'une partie du mécanisme de rifting et il est intéressant de retracer l'évolution du rift à l'échelle du millénaire qui intègre un nombre important d'épisodes de déformation brusque analogues à celui de 1978, aussi bien que des périodes de déformation continue comme depuis 1978. Pour cela, une méthode applicable dans le rift est l'analyse des déplacements des lignes de rivages holocènes du lac Asal.

LES DÉFORMATIONS DES PALÉORIVAGES DU LAC ASAL. — Le lac Asal (-155 m), occupe la dépression la plus profonde et la plus récente de l'Afar. Cette dépression est séparée de la mer par le bombement du rift d'Asal. Son histoire quaternaire ([3], [9], [10]) est régie à la fois par des facteurs tectoniques et climatiques. Les sédiments diatomitiques ou calcaires qui tapissent les berges du bassin témoignent de plusieurs phases de haut niveau lacustre correspondant aux épisodes climatiques humides du Quaternaire supérieur ([3], [10]). Nous considérons ici seulement la phase de haut niveau lacustre de l'Holocène inférieur et moyen. L'étude des paléorivages à l'écart de la zone active du rift [10] a montré que ce lac s'est maintenu à la cote maximale de  $160 \pm 5$  m entre environ 8 600 et 6 200 B.P. Dans le rift, l'activité tectonique a déformé la ligne de rivage d'extension maximale [3]. Nous avons donc mesuré les déplacements verticaux des différents compartiments dont nous avons déduit l'activité des failles normales depuis le retrait du lac, environ 6 000 B.P.

Une première comparaison de l'altitude actuelle de quelques points du haut rivage, avec les résultats des mesures de géodésie réalisées à la suite de la crise sismo-volcanique de 1978, avait déjà montré [9] une bonne corrélation entre les altitudes du paléorivage et les déplacements verticaux associés à cette crise. Cette investigation est poursuivie ici avec la mesure d'un profil dense de points du paléorivage, incluant chaque compartiment de la partie centrale du rift.

MÉTHODE UTILISÉE. — *L'identification des traces de rivages.* — La ligne d'extension maximale du lac se définit ([9], [10]) par des critères géomorphologiques, sédimentologiques et paléobiologiques. Sur les pentes d'éboulis, le lac a modelé un replat topographique bien visible, de quelques mètres de largeur. Sur les pentes douces, les anciennes plages se reconnaissent par des accumulations de coquilles alternant avec des niveaux de sable à *ripple-marks*, ou de galets aplatis. Sur les falaises rocheuses, la stagnation des eaux est souvent enregistrée par des incrustations calcaires d'origine algair (stromatolites) qui se forment dans la zone de battement des eaux. La zone échantillonnée jusqu'à présent (*fig. 1*) est limitée au fond et aux bordures sud-ouest (oued Garab Ieta) et nord-est du rift (oued Daffaré). L'imprécision de l'identification du paléorivage est de quelques décimètres lorsque des stromatolites ont pu être identifiés, et peut atteindre 2 à 3 m dans les autres cas.

*Les mesures altimétriques.* — L'altitude et la position des points sélectionnés ont été déterminés soit par une méthode topographique, soit par nivellement barométrique, en partant de repères appartenant aux réseaux géodésique et de nivellement mis en place depuis 1973 ([6], [8]). Avec la méthode topographique, les points sont localisés avec une précision de quelques centimètres. L'autre méthode utilise un baromètre numérique de précision pour déterminer les différences d'altitude, en se calant sur un repère connu avant et après le circuit. La précision obtenue est de 1 à 2 m.

RÉSULTATS. — Les altitudes actuelles du paléorivage, projetées sur une coupe de direction N40, sont représentées sur la figure 2.

Le déplacement vertical maximal correspond à un affaissement de l'axe du rift de  $-70 \pm 5$  m. Sur la marge nord-est du rift le paléorivage atteint le niveau  $160 \pm 5$  m correspondant à l'extension maximale du lac holocène, mais ne le dépasse pas. En revanche, sur la marge sud-ouest, le paléorivage n'a pour l'instant pas été identifié jusqu'à la cote 160.

*Corrélations avec la tectonique du rift.* — L'interprétation des mouvements (*fig. 3*) est confrontée avec la topographie du rift sur une coupe N40, les déplacements entre 1973

#### EXPLICATIONS DES PLANCHES

##### Planche I

Fig. 1. — Carte tectonique du rift d'Asal indiquant notamment les failles actives lors de la crise sismo-volcanique de l'Ardoukoba en 1978 et la ligne du paléorivage correspondant à l'extension maximale du Lac Asal (8 600-6 000 B.P.). Abréviations utilisées : hd : horst de Daloalé, pr : petit rift de Daloalé, ks : auge tectonique de Kadda Somma, OK : Horst de Oud Koma.

Fig. 1. — *Tectonic map of the Asal Rift indicating the principal active faults and the maximum level paleoshoreline. hd: Daloalé horst, pr: northern rift-in-rift zone, ks: Kadda Somma trough, OK: Oud Koma horst.*

Fig. 2. — Altitudes actuelles des niveaux mesurés projetées sur une coupe N40 passant par Oud Koma (A-B, *fig. 1*). Les différents symboles utilisés correspondent à la classification des paléorivages : (a) stromatolites, (b) grèves à galets, *ripple-marks*, ..., (c) niveau supérieur encroûtements calcaires, (d) niveau supérieur de traces de sédiments calcaires, coquilles...

Fig. 2. — *Cross section N40E of the present altitudes of the paleoshoreline (along A-B, Fig. 1). Symbols: (a) stromatolites, (b) ripple marks, (c) highest level of carbonate encrustations, (d) highest signs of carbonate deposits.*

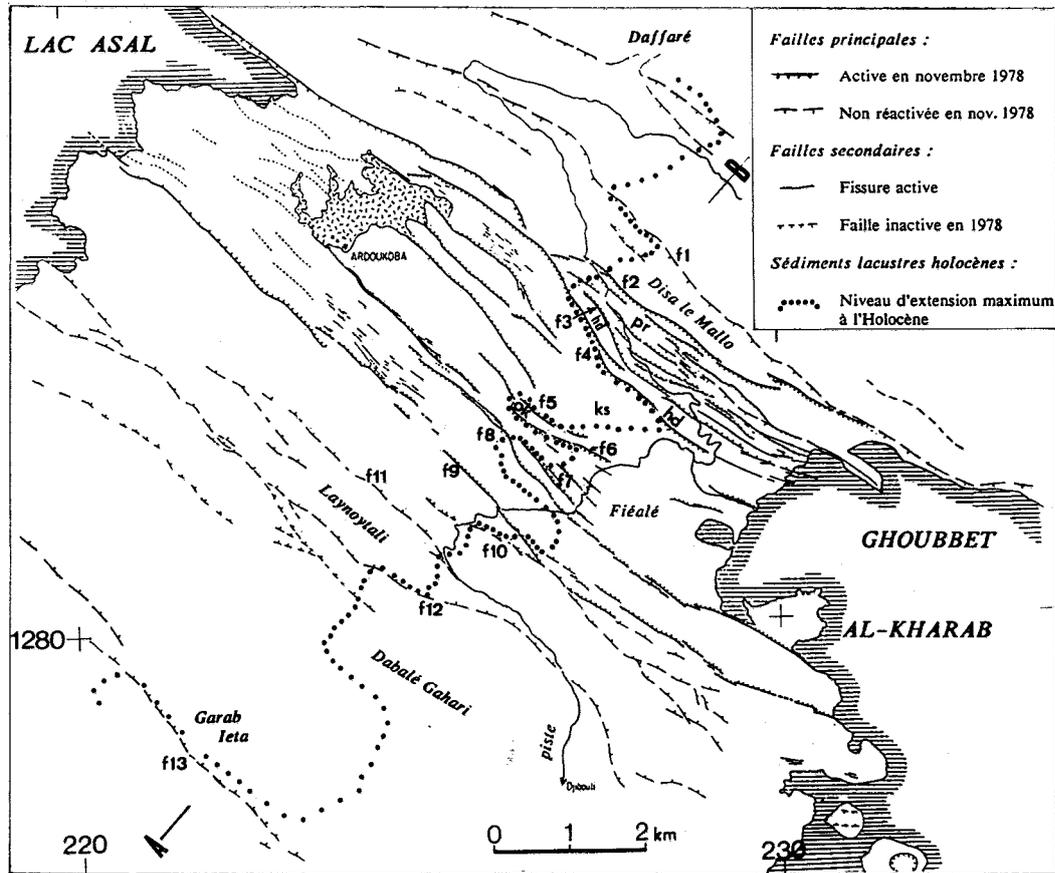


Fig. 1

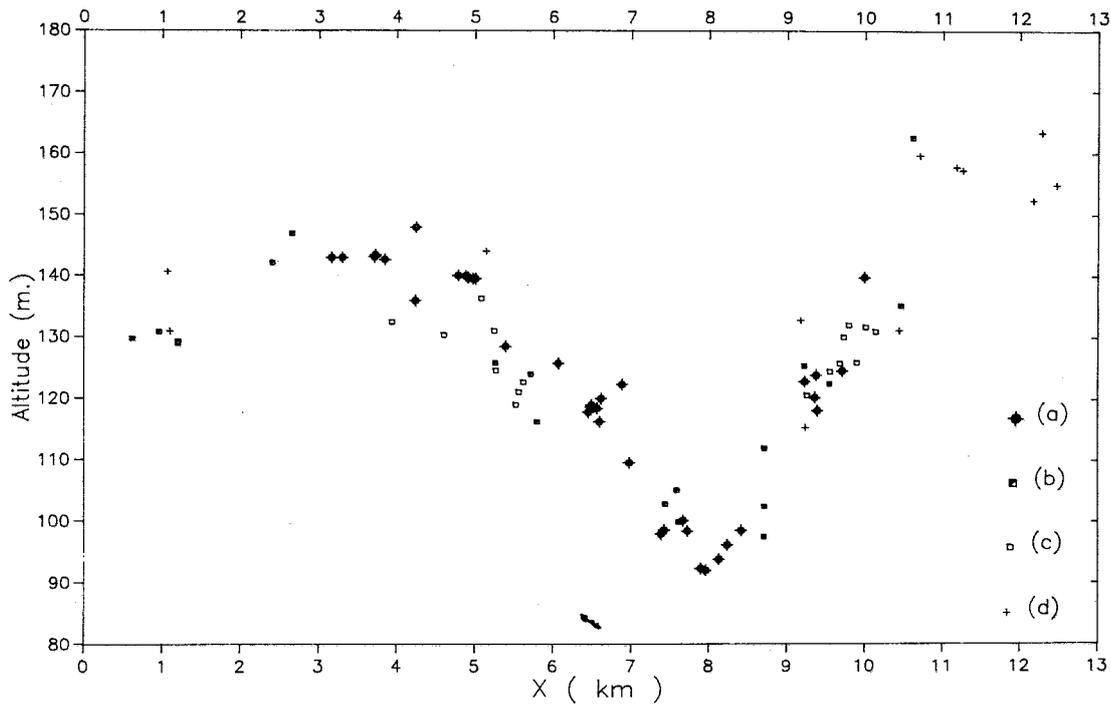


Fig. 2

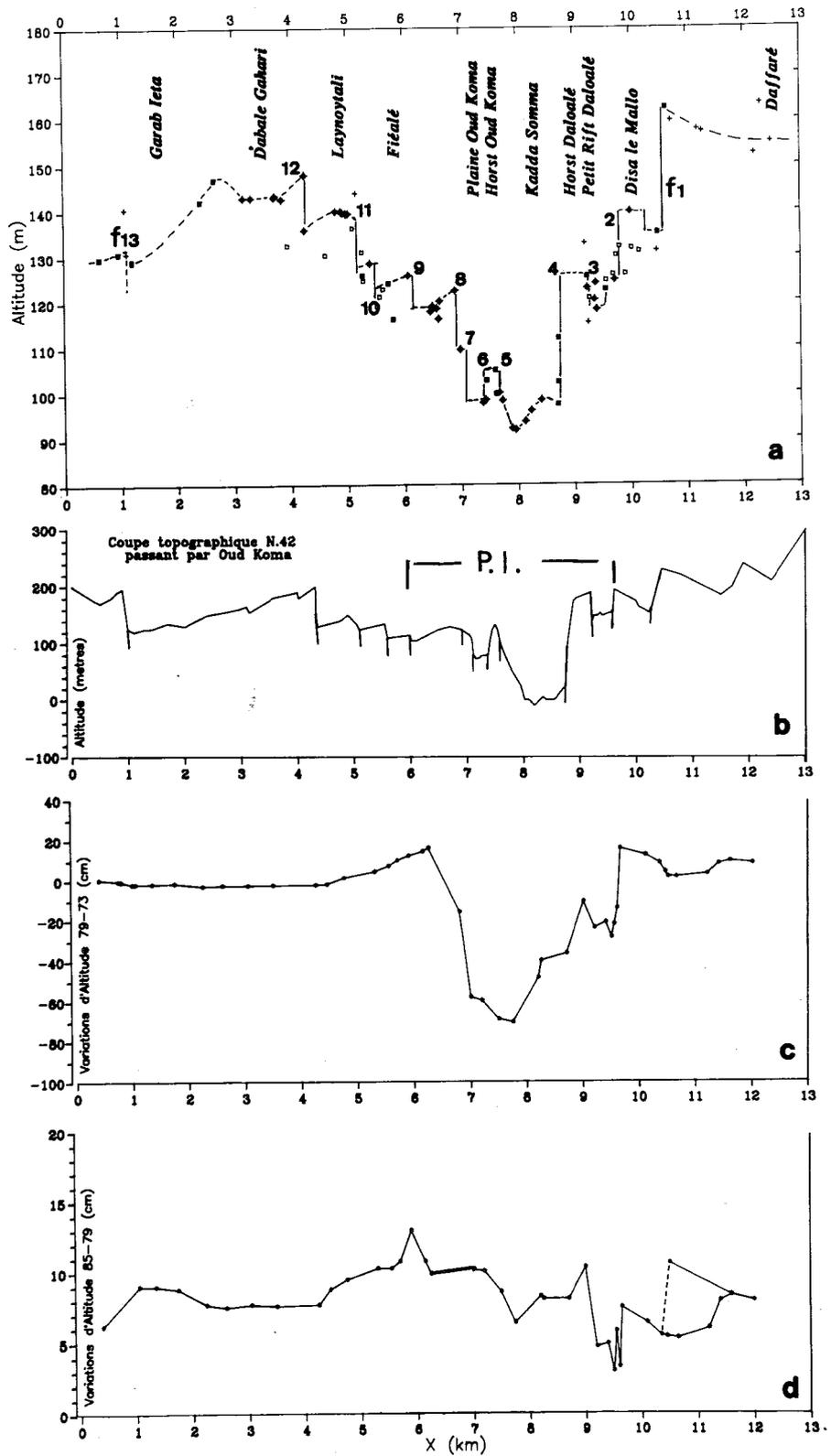


Fig. 3

## Planche II

Fig. 3. — Coupe interprétative déduite des paléorivages mesurés (a), avec en correspondance : (b) la topographie du rift, (c) les mouvements verticaux cosismiques de 1978, la comparaison avec les mouvements verticaux [6] de 1978, et (d) les mouvements verticaux postcrise [8]. P.I. indique les limites du plancher interne du rift.

Fig. 3. — Interpretative cross section of Holocene vertical movements (a), with corresponding: (b) rift topography and faulting, (c) 1978 coseismic vertical displacements [6], (d) post rifting vertical displacements [8]. P.I. indicates the inner floor of the rift.

et 1979 incluant la crise, et enfin les déplacements postcrise entre 1979 et 1985. On retrouve dans ces variations d'altitude du paléorivage les grands traits de la morphologie actuelle du rift : découpage assez complexe du rift par les différentes failles actives, plusieurs auges tectoniques séparées par des horsts (Oud Koma, Daloalé), et une dissymétrie dans les déplacements holocènes et actuels comme dans la topographie du rift.

*Identification des failles actives depuis l'Holocène.* — Sur la figure 1, les décalages horizontaux du paléorivage indiquent que les grandes failles découpant le rift existaient déjà il y a 6000 ans (fig. 3 : F1, F4, F9, F10, F12, F13). Certaines des structures morphologiques dont la corrélation avec des failles actives est moins évidente, comme le horst d'Oud Koma et le haut topographique au sud du graben de Oud Koma étaient déjà bien marquées à l'époque d'extension maximale du lac holocène. Les grandes failles du nord (Disa le Mallo : F1 et Kadda Soma : F4) ont été les plus actives depuis 6000 ans, avec des différences de niveau de  $23 \pm 5$  m et  $34 \pm 5$  m respectivement, soit 3,5 et 5,5 mm/an en moyenne. Certaines grandes failles du sud ont été inactives (F13), ou peu actives (F10, F11, F12) durant cette période. Par contre, d'autres failles, marquant de façon plus atténuée la morphologie actuelle du rift, semblent avoir joué plus modérément (moins de 10 m) : F2, F3, F5, F6, F9, F11. Enfin, des failles, semble-t-il nouvelles, marquées par des escarpements de faible ampleur, sont mises en évidence : F7, F8.

*Corrélations avec les mesures géodésiques récentes.* — Les déformations cosismiques enregistrées lors de la crise de 1978 montraient un approfondissement de 70 cm du plancher interne et une surélévation des bords du plancher interne explicable par une réponse élastique à la rupture de la lithosphère du rift. On constate donc un rapport 100 entre le mouvement holocène et le déplacement associé à la crise. L'allure basculée des blocs bordant le rift pourrait être le résultat de plusieurs réponses élastiques du même type; puisque dans le cas de la crise de 1978, la surrection latérale atteignait 15 cm, on devrait attendre un niveau maximal actuel de 175 m pour le paléorivage au droit de la falaise F1. Ce n'est pas le cas. Par conséquent, pour expliquer la morphologie des déplacements holocènes, on doit imaginer un mécanisme plus complexe mettant en œuvre soit une subsidence générale de la région, soit une relaxation transitoire au niveau de ces failles.

La zone affectée par des ruptures ou réactivées en 1978 est plus étroite que la zone active depuis 6000 ans. Il serait intéressant de déterminer si des failles non réactivées en 1978, comme F1 par exemple, fonctionnent par séismes successifs, par rejeu continu, ou par les deux mécanismes comme les failles du plancher interne actuel.

Les déplacements verticaux postérieurs à la crise de 1978 montraient un exhaussement général de grande longueur d'onde dans la période 1979-1985. Une origine magmatique [8] a été proposée pour rendre compte de ces observations. Cependant, l'évolution à long terme du rift décrite par l'étude du paléorivage n'est pas compatible avec la persistance d'un tel mécanisme; celui-ci semble n'avoir été que transitoire puisque la tendance au

gonflement du rift n'a pas persisté au-delà de 1986 comme le montrent des mesures altimétriques partielles plus récentes.

CONCLUSION. — Durant la période holocène, on constate donc un approfondissement très net de l'ensemble du rift de  $70 \pm 5$  m, ce qui correspond à un taux moyen de 1,2 cm/an. Cette valeur est beaucoup plus forte que celle qui est associée au rejeu continu des failles actives durant la période intercrise. Par conséquent nous pensons que l'approfondissement du rift pourrait être obtenu principalement par l'effet cumulé d'une succession d'épisodes de rupture lithosphérique analogues à celui de 1978, avec en outre des phénomènes secondaires de relaxation et de fluage. La période de récurrence de ces crises serait alors inférieure au siècle.

Les mouvements verticaux produits depuis 6 000 ans expliquent environ le quart de la topographie actuelle du rift. Avec un taux constant cette topographie pourrait donc avoir été formée en 25 000 ans à peine. On manque encore de datations sur les laves récentes de la série d'Asal pour faire une comparaison valable avec l'activité magmatique. Cependant en supposant un taux d'ouverture de 2 cm/an, il faudrait de l'ordre de 250 000 ans pour ouvrir un rift de 5 km de large (extension et accréation). Il est donc probable que la zone d'accréation est beaucoup plus réduite que le plancher interne actuel et n'atteint pas 1 km de large. L'activité holocène de failles telles que F1, F11, F12 montre que la zone tectoniquement active est cependant plus large que le plancher interne réactivé en 1978.

Enfin, la dissymétrie persistante du découpage du rift (relief, mouvements holocènes, mouvement actuel) semble indiquer une migration et un blocage de la zone d'accréation au nord-est, vers le bloc structurellement plus ancien du Day et du Mabla.

Nous remercions D. Hatzfeld, G. Lambaré, J. M. Gaulier et A. Simonin pour avoir contribué, au cours de deux missions de terrains successives en 1988 et 1989, à la réalisation de ces mesures et à de nombreuses discussions utiles au murissement de ce travail. Ce travail a été réalisé avec le soutien des Observatoires de l'I.P.G. et de l'I.S.E.R.S.T. Contribution I.P.G. n° 1122-LS9003.

Note remise le 21 décembre 1989, acceptée après révision le 27 mars 1990.

#### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] (a) H. TAZIEFF et coll., *Nature*, 235, n° 5334, 1972, p. 144-147; (b) J. VARET, *Carte géologique de l'Afar central et méridional*, C.N.R.S., Paris, 1978.
- [2] (a) L. STIELTJES, *Thèse*, Orsay Univ., France, 1973; (b) H. D. NEEDHAM et coll., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, 1976, p. 439-453.
- [3] (a) F. GASSE et L. STIELTJES, *Bull. B.R.G.M.*, sect. IV, n° 4, 1973, p. 229-245; (b) F. GASSE, *Thèse*, Université Paris-VI, 1975.
- [4] A. ANIS et coll., *Nature*, 282, 1979, p. 17-23.
- [5] Colloque Rift d'Asal, *Bull. Soc. Géol. France*, N° spécial Rift d'Asal, 28 titres, 216 p., 7, XXII, n° 6, 1980, p. 797-1013.
- [6] (a) KASSER et coll., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 288, série D, 1979, p. 469-472; (b) J.-C. RUEGG et coll., *Geophys. Res. Lett.*, 6, 1979, p. 817-820.
- [7] (a) A. TARANTOLA et coll., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, 1979, p. 435-444; (b) A. TARANTOLA et coll., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48, 1980, p. 363-370.
- [8] (a) J.-C. RUEGG et coll., *J. Geophys. Res.*, 89, 1984, p. 6237-6246; (b) J.-C. RUEGG and M. KASSER, *Geophys. Res. Lett.*, 14, n° 7, 1987, p. 745-748.
- [9] F. GASSE et M. FOURNIER, Rifts et fossés anciens, *Bull. Centre Rech. Expl. Prod., Elf-Aquitaine*, 7, 1983, p. 285-300.
- [10] F. GASSE et J. C. FONTES, *Palaeogeog. Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 69, 1989, p. 67-102.

J.-C. R. et P. B. : Institut de Physique du Globe,  
Laboratoire de Sismologie et Observatoires I.P.G., 4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05;  
F. G. : Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie isotopique,  
Université de Paris-Sud, 91405 Orsay Cedex.